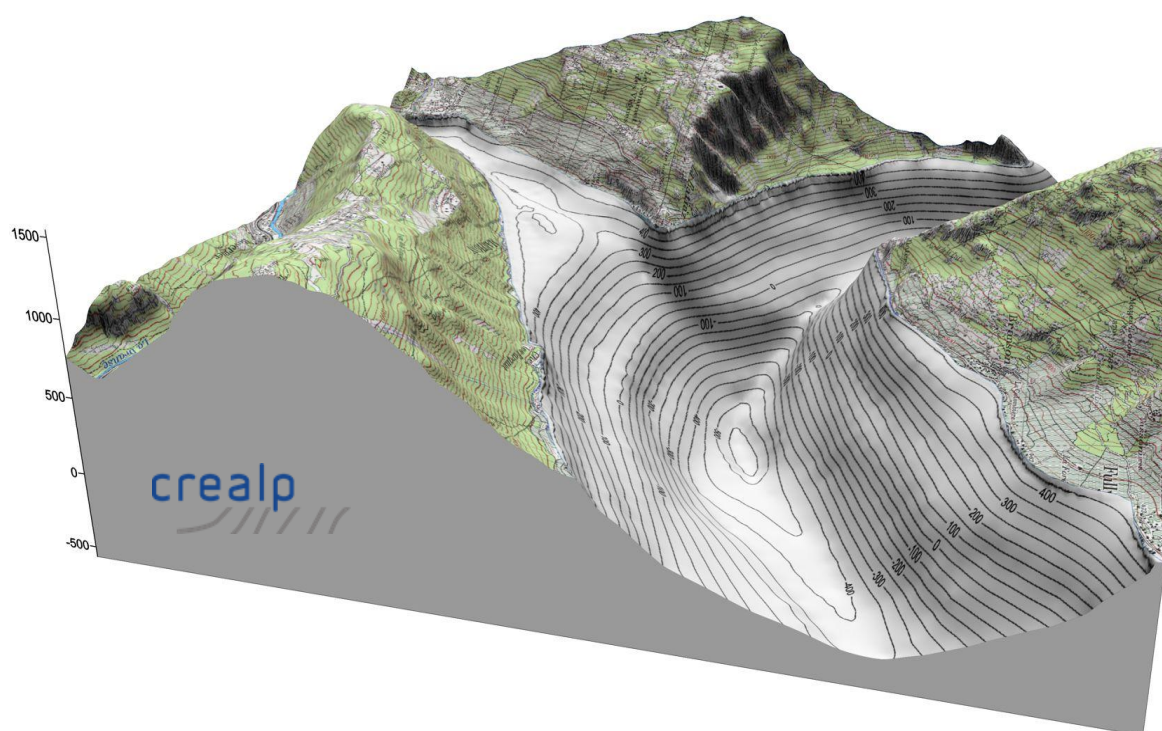


MICROZONAGE SISMIQUE SPECTRAL DE MARTIGNY



Rapport technique

RÉSONANCE Ingénieurs-Conseils SA
21 rue Jacques Grosselin
CH-1227 CAROUGE (Genève)

Tél. +41 22 301 02 53
Fax +41 22 301 02 70
E-Mail resonance@resonance.ch

Carouge, le 24 septembre 2015

RT-420/CL/MK

Résumé

Etant donnée la situation de vallée alpine encaissée qui caractérise tout le Valais, il est nécessaire d'établir des études spécifiques des effets de site, afin de les prendre en compte dans l'établissement de spectres de dimensionnement appropriés. C'est l'objectif des études dites de "microzonage sismique spectral", comme celles déjà menées pour les régions de Brigue, Viège, Sion et Monthey.

La région de Martigny a dû également faire l'objet d'un tel microzonage. Par contre, en plus des effets de site 2D, la région de Martigny est caractérisée par des effets de site 3D, de part sa situation de confluence entre la vallée du Rhône et celle de la Dranse. Les calculs nécessaires au microzonage sismique ont donc été effectués, d'une part, le long de 6 profils 2D à travers la région, ainsi que d'une analyse en 3D, réalisée par une équipe de spécialistes en la matière (collaboration laboratoire ISTerre et BRGM, France).

A partir des valeurs de l'aléa sismique local pour le rocher "dur", déterminées pour plusieurs fréquences par le Service Sismologique Suisse (SED), des calculs de l'amplification du mouvement du sol ont pu être menés, pour plusieurs séismes d'input. Les spectres de réponse élastiques résultant des calculs 2D détaillés ont été multipliés par une fonction de correction déterminée pour tenir compte, de manière pragmatique, de la configuration 3D du site étudié. Les travaux de comparaison 2D / 3D menés à bien ont, en effet, montré une amplification d'un facteur 1.5 en moyenne, entre le 3D et le 2D, dans la gamme de période 0.2 à 1.0 s, dans la partie centrale profonde du bassin. Il s'agit d'ailleurs de la gamme de période la plus importante pour les bâtiments courants.

L'ensemble des calculs ainsi menés a permis d'attribuer à la région d'étude trois spectres de réponse spécifiques au site (M1 à M3), définis au chapitre 5.2. Ces spectres sont présentés sur la figure 27.

La carte indiquant la répartition géographique des secteurs d'application de ces spectres est présentée à l'Annexe E. Il est recommandé d'utiliser ces spectres à la place de ceux de la norme SIA 261, pour le contrôle ou le dimensionnement sismique des structures dans la région de Martigny. Les modalités d'utilisation de ces spectres par les ingénieurs sont précisées à la fin du chapitre 5.2.

Table des matières

2. Modélisation des effets de site.....	3
2.1 Méthodologie	3
2.1.1 Simulation 1D : logiciel CyberQuake	3
2.1.2 Simulation 2D : méthode d'Aki-Larner linéaire équivalente.....	4
2.1.3 Simulation 3D : méthode des éléments finis spectraux.....	4
2.2 Aléa de référence.....	5
2.2.1 Simulations 1D et 2D.....	5
2.2.2 Simulations 3D	6
2.3 Fonctions d'amplification et spectres de réponse.....	8
3. Caractérisation de la zone d'étude.....	9
3.1 Géométrie de la vallée	9
3.2 Profils sismiques MASW	12
3.3 Mesure des fréquences propres par la méthode H/V	13
3.4 Caractérisation des dépôts et modèle de vitesse	13
3.5 Relations de non-linéarité.....	15
4. Calculs et études de sensibilité	16
4.1 Calculs 2D et étude de sensibilité	16
4.1.1 Fonctions d'amplification et spectres de réponse	16
4.1.2 Comparaison 1D – 2D	18
4.1.3 Variation des vitesses d'ondes S	19
4.1.4 Variation de l'angle d'incidence	19
4.2 Calculs 3D.....	21
4.2.1 Description des simulations numériques.....	21
4.2.2 Vérification des codes de calcul	23
4.3 Comparaison 2D / 3D.....	24
5. Résultats et proposition de spectres spécifiques	26
5.1 Résultats des calculs	26
5.2 Spectres spécifiques proposés.....	28
6. Conclusion	32
7. Littérature.....	32
8. Glossaire	34
Annexe A : Coupes géologiques 2D (Mario Sartori)	
Annexe B : Rapport de mesures MASW (Geo2X)	
Annexe C : Résultats des mesures H/V (Résonance + carte Mario Sartori)	
Annexe D : Résultats des calculs 3D (ISTerre + BRGM)	
Annexe E : Carte de microzonage sismique spectral (Résonance + Mario Sartori)	

1. Introduction

Etant donnée la situation de vallée alpine encaissée qui caractérise tout le Valais, il est nécessaire d'établir des études spécifiques des effets de site, afin de les prendre en compte dans l'établissement de spectres de dimensionnement appropriés. C'est l'objectif des études dites de "microzonage sismique spectral", comme celles déjà menées pour les régions de Brigue, Viège, Sion et Monthey.

La région de Martigny a du également faire l'objet d'un tel microzonage. Le CREALP a ainsi mandaté le bureau Résonance Ingénieurs-Conseils SA pour établir un microzonage sismique spectral de la région de Martigny afin de disposer de spectres spécifiques au site pour le dimensionnement ou le contrôle sismique des structures.

En plus des effets de site 2D, la région de Martigny est caractérisée par des effets de site 3D, de part sa situation de confluence entre la vallée du Rhône et celle de la Dranse. Les calculs nécessaires au microzonage sismique ont donc été effectués, d'une part, le long de 6 profils 2D à travers la région, d'autre part, au moyen d'une analyse en 3D, réalisée par une équipe de spécialistes en la matière (collaboration laboratoire IsTerre et BRGM, France).

Le présent rapport décrit les études ayant mené aux spectres et à la carte de microzonage sismique spectral proposés pour la région de Martigny.

2. Modélisation des effets de site

2.1 Méthodologie

Les différentes techniques utilisées pour effectuer les simulations des effets de site, en 1D, 2D et 3D, sont détaillées dans les chapitres suivants. Pour modéliser le comportement du sol, les paramètres clé à déterminer sont la vitesse des ondes S, la densité, le comportement non-linéaire des sols et la géométrie du substratum rocheux, selon la technique utilisée.

2.1.1 Simulation 1D : logiciel CyberQuake

CyberQuake est un logiciel mis au point en 1997 par le département logiciels du BRGM. Ce logiciel permet de calculer les mouvements du sol dans le cas d'une propagation verticale d'ondes planes dans une colonne de sol avec des couches planes et horizontales. Il simule les mouvements non-linéaires du sol par une approche viscoélastique linéaire équivalente. Cette méthode, développée par Seed et Idriss dans les années 70, est celle qui est utilisée pour simuler la non-linéarité des matériaux dans le logiciel SHAKE (Schnabel et al., 1972), représentant une référence classique en la matière.

Il convient donc d'entrer, en plus de la vitesse des ondes S et de la densité, le comportement non-linéaire des différentes couches. Cela consiste à fournir les fonctions liant le module de cisaillement et l'amortissement à la déformation, pour les différentes formations (courbes $G-\gamma$ et $D-\gamma$, respectivement).

Le programme commence par calculer une première fois la propagation verticale des ondes dans les différentes couches horizontales. Ensuite, il détermine la déformation dans les couches et ajuste en conséquence le module de cisaillement (G) et l'amortissement (D) en fonction du comportement des matériaux que l'on a indiqué en entrée du programme (courbes $G-\gamma$ et $D-\gamma$). CyberQuake recalcule alors le mouvement des ondes dans ces couches déformées. Il procède ainsi à plusieurs itérations jusqu'à ce que la différence entre la déformation obtenue et celle utilisée en entrée pour la définition de G et D soit inférieure à un seuil de tolérance que l'on peut fixer. Le programme calcule alors le mouvement du sol en

surface à partir des paramètres géotechniques qui ont été déterminés lors de la dernière itération.

Pour des sollicitations faibles à modérées, les solutions obtenues grâce à CyberQuake sont comparables à celles déterminées avec des modèles plus sophistiqués ou des observations sur le terrain. Cependant, en cas d'un comportement non-linéaire trop prononcé, les solutions fournies par le modèle linéaire-équivalent ne sont pas satisfaisantes. La présente étude n'est pas concernée par ce domaine.

2.1.2 Simulation 2D : méthode d'Aki-Larner linéaire équivalente

Pour les simulations 2D, un programme écrit par P.-Y. Bard (IsTerre, anciennement LGIT, Grenoble) a été utilisé. Ce programme est basé sur une méthode de calcul dite méthode d'Aki-Larner (1970). Dans le cadre du projet Interreg III-B Sismoalp, Résonance a contribué, en collaboration avec l'IsTerre, au développement d'une nouvelle version du programme de calcul des effets de site en 2D, selon la méthode d'Aki-Larner. Cette nouvelle version permet la prise en compte du comportement non-linéaire des matériaux, au moyen d'une procédure linéaire équivalente, similaire à celle décrite pour le logiciel CyberQuake. Ce programme a été testé sur des vallées théoriques avant d'être appliqué dans le cadre du microzonage sismique spectral des secteurs de Brigue et Viège (Lacave and Koller, 2007 ; Lacave et al., 2008). Ce programme comble une lacune dans les outils disponibles pour les calculs 2D d'effets de site, d'importance notable pour les cas de vallées alpines comme le Valais par exemple.

La méthode d'Aki-Larner est basée sur la résolution de l'équation d'ondes classique en sismologie. On considère une superposition de couches horizontales, homogènes, isotropes et de paramètres physiques différents, sur un demi-espace. La méthode permet de déterminer la réponse impulsionnelle d'un milieu 2D ou 3D soumis à une onde incidente plane, dans le cas d'une polarisation horizontale de type SH. Des simulations dans le cas d'une polarisation verticale avec des ondes de type P-SV n'est pas nécessaire, les résultats en termes d'amplification spectrale étant similaires. Finalement, une convolution est faite avec un signal sismique "d'input", de manière à obtenir la réponse de la vallée à un séisme incident donné.

Il est à noter ici qu'un tel calcul 2D est limité dans le domaine des hautes fréquences en raison d'instabilités numériques. Ainsi, le calcul de la fonction de transfert est fait de la manière suivante selon le domaine de fréquence (f_0 étant la fréquence propre fondamentale de la vallée) :

- Entre 0 et $4*f_0$: calcul 2D (Aki-Larner) ;
- au-delà de $8*f_0$: calcul classique 1D ;
- entre $4*f_0$ et $8*f_0$: interpolation linéaire des solutions 1D et 2D avec raccordement aux extrémités de l'intervalle.

2.1.3 Simulation 3D : méthode des éléments finis spectraux

La Méthode des Eléments Finis Spectraux (MEFS) a été développée dans les années 80 en mécanique des fluides (e.g., Patera, 1984; Maday and Patera, 1989), puis introduite en sismologie dans les années 90 pour calculer avec précision la propagation des ondes sismiques en milieu géologique complexe (e.g., Faccioli et al., 1997; Komatitsch and Vilotte, 1998). De nos jours, elle est utilisée essentiellement à des fins de recherche pour mieux comprendre les séismes.

Les codes de calcul mis en œuvre pour cette étude de microzonage sont SPECFEM3D (Peter et al. 2011) et EFISPEC3D (De Martin et al. 2011). La bonne implémentation de la méthode

des éléments spectraux dans ces deux codes de calcul a été vérifiée à plusieurs reprises sur des cas tests internationaux (e.g., Chaljub et al. 2015 ; Maufroy et al. 2015) et, de nouveau, pour cette étude.

2.2 Aléa de référence

2.2.1 Simulations 1D et 2D

L'aléa sismique de la Suisse a été déterminé par le Service Sismologique Suisse (SED), en 2004. Sont ainsi disponibles les valeurs de l'accélération spectrale, pour les fréquences de 0.5, 1, 2, 3, 5, 10 et 12 Hz, pour différentes périodes de retour. Ces valeurs d'accélération sont valables pour un sol de type "rocher dur", c'est à dire avec une vitesse des ondes S de l'ordre de 1500 m/s. En dehors de ces valeurs, la forme du spectre est calée sur le spectre de la classe A de la norme SIA 261. La forme spectrale correspondante est présentée en trait noir épais sur la figure 1.

Pour le calcul des effets de site, six accélérogrammes ont été choisis de manière à ce que leurs spectres couvrent le spectre d'input choisi, pour tenir compte de l'aléa sismique au rocher à la base de la structure. Quatre accélérogrammes réels ont été choisis parmi la base de données "European Strong-Motion Database, Volume 2" (Ambraseys et al., 2004). Deux autres accélérogrammes ont été créés avec un logiciel développé par Sabetta and Pugliese (1996). Ce programme permet de générer des accélérogrammes semi-artificiels, pour un couple magnitude-distance et un type de sol donné. Ces accélérogrammes sont qualifiés de semi-artificiels car, contrairement à d'autres logiciels, ils sont créés à partir d'enregistrements réels provenant d'une base de données italienne et, surtout, leur contenu fréquentiel varie avec le temps, comme c'est le cas pour des séismes réels. Les caractéristiques des six séismes choisis sont données dans le tableau 1.

Tableau 1 : Paramètres des séismes d'input.

N° séisme	Région	Ms	Distance épacentrale (km)
acc01	Sabetta and Pugliese	6.5	50
acc02	Sabetta and Pugliese	6.5	50
acc232	Montenegro	6.34	21
acc368	Lazio Abruzzo	5.79	31
acc642	Umbro-Marchigiana	5.6	23
acc961	Sicilia-Orientale	5.2	79

Il est à noter que ces séismes ont une forme différente de celle de l'aléa régional uniforme (courbe noire), ce qui est normal étant donné que cet aléa uniforme correspond à la même probabilité de dépassement pour chaque fréquence. Aucun séisme naturel ne peut avoir un spectre de cette forme. Ceci n'a pas d'importance étant donné que les spectres résultants des calculs sont obtenus à partir des fonctions d'amplification, comme indiqué dans le chapitre suivant.

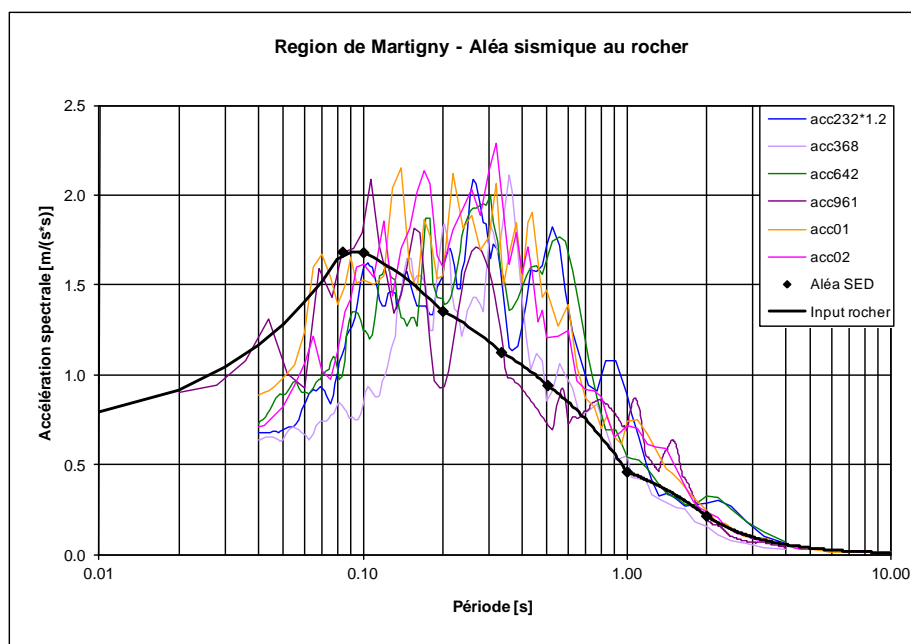


Figure 1 : Spectres des séismes d'input utilisés et comparaison avec le spectre au rocher correspondant à l'aléa pour la région de Martigny. Les points noirs indiquent les valeurs brutes d'aléa au rocher, calculées par le SED.

2.2.2 Simulations 3D

Pour les simulations 3D, trois séismes historiques ont été retenus, dont les paramètres physiques sont récapitulés dans le tableau 2, et la position indiquée sur la figure 2. Le séisme intitulé EQ-01 représente le séisme historique de 1905 dont la magnitude M_w a été estimée à 5.5. Il est localisé à l'ouest de Martigny à une profondeur de 8 km. Son mécanisme de rupture est supposé dextre. Le second séisme de 1905 est représenté par celui intitulé EQ-02. Sa magnitude M_w est estimée à 5.0. Il est localisé au sud de Martigny à une profondeur de 7 km. Son mécanisme de rupture est supposé dextre-normal. Le troisième séisme intitulé EQ-03 représente le séisme historique de 1915 dont la magnitude M_w a été estimée à 4.5. Il est localisé au sud de Martigny à une profondeur de 5 km. Son mécanisme de rupture est supposé dextre-normal.

Tableau 2 : Description des séismes

Nom	M_w	Prof (km)	Mécanisme	X (m, CH1903)	Y (m, CH1903)	strike (°)	dip (°)	rake (°)
EQ-01	5.5	8	dextre	561440	103855	45	80	-180
EQ-02	5.0	7	dextre-normal	566730	95065	50	70	-160
EQ-03	4.5	5	dextre-normal	571025	101323	50	70	-160

Par ailleurs, deux simulations supplémentaires ont été effectuées, afin de quantifier la réponse sismique du bassin de Martigny, sous excitation impulsionnelle (figure 3) en onde plane à incidence verticale (l'une à polarité est-ouest, l'autre à polarité nord-sud). Ces deux simulations permettent de mieux mettre en relief les différentes zones d'amplification du mouvement du sol par rapport au mouvement au rocher. Elles sont également utiles pour

quantifier l'importance des effets tridimensionnels (en comparant les résultats à ceux de simulations 2D).

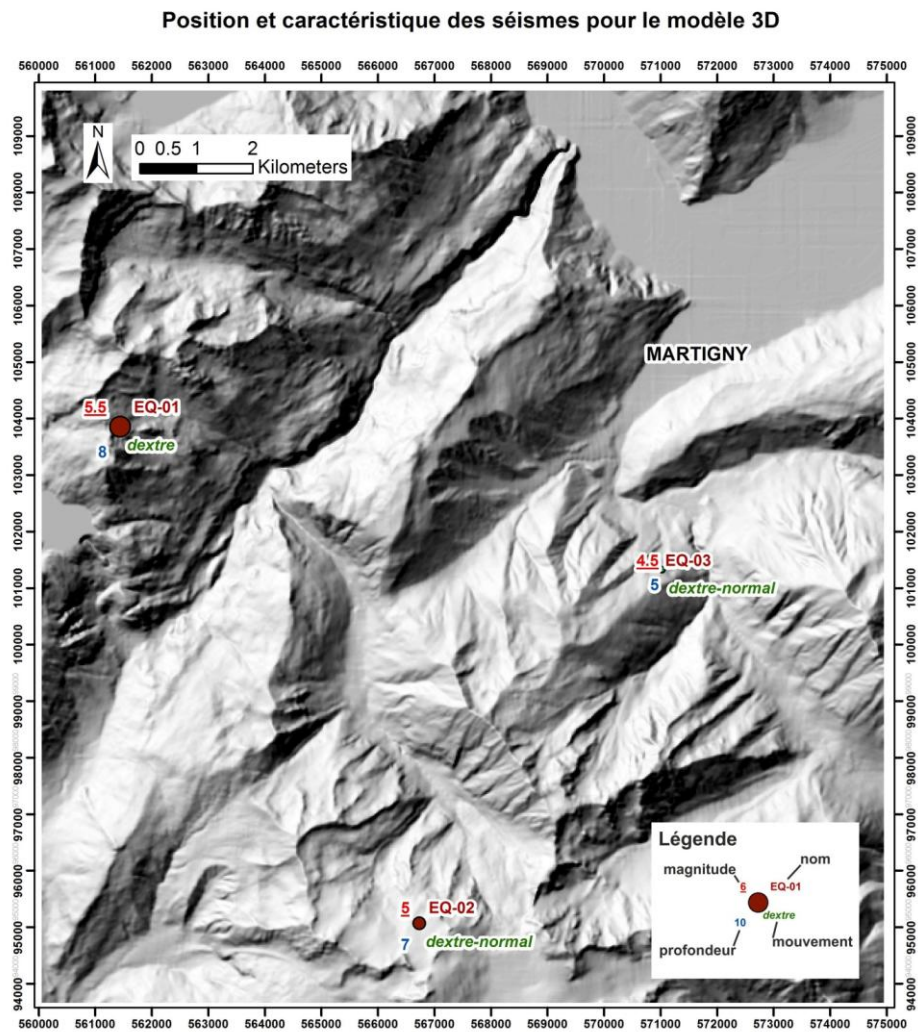


Figure 2 : Séismes sélectionnés pour être simulés par les codes de calcul en éléments finis spectraux.

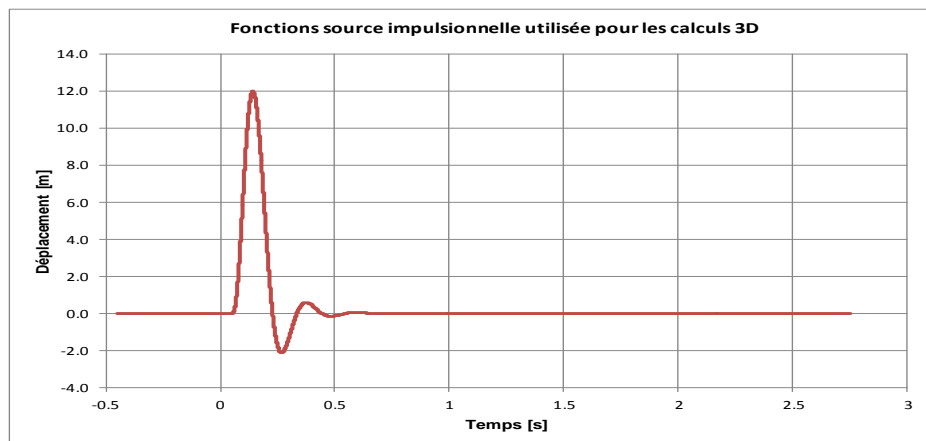


Figure 3 : Fonctions source impulsionnelle utilisée pour les calculs 3D.

2.3 Fonctions d'amplification et spectres de réponse

Pour les calculs des effets de site en 1D et 2D, pour les six séismes de référence choisis (définis au chapitre 2.2.1), les résultats obtenus sont présentés sous la forme de "fonctions d'amplification" (rapport entre le spectre de réponse obtenu en surface des dépôts et le spectre de réponse du séisme d'input pour un site rocheux de surface, avec $V_s = 1500$ m/s), comme indiqué sur le schéma de la figure 4.

Ensuite les fonctions d'amplification sont multipliées par le spectre de réponse correspondant au rocher dur (spectre "input rocher", voir figure 1), afin d'obtenir les spectres de réponse en surface, comme indiqué sur le schéma de la figure 5.

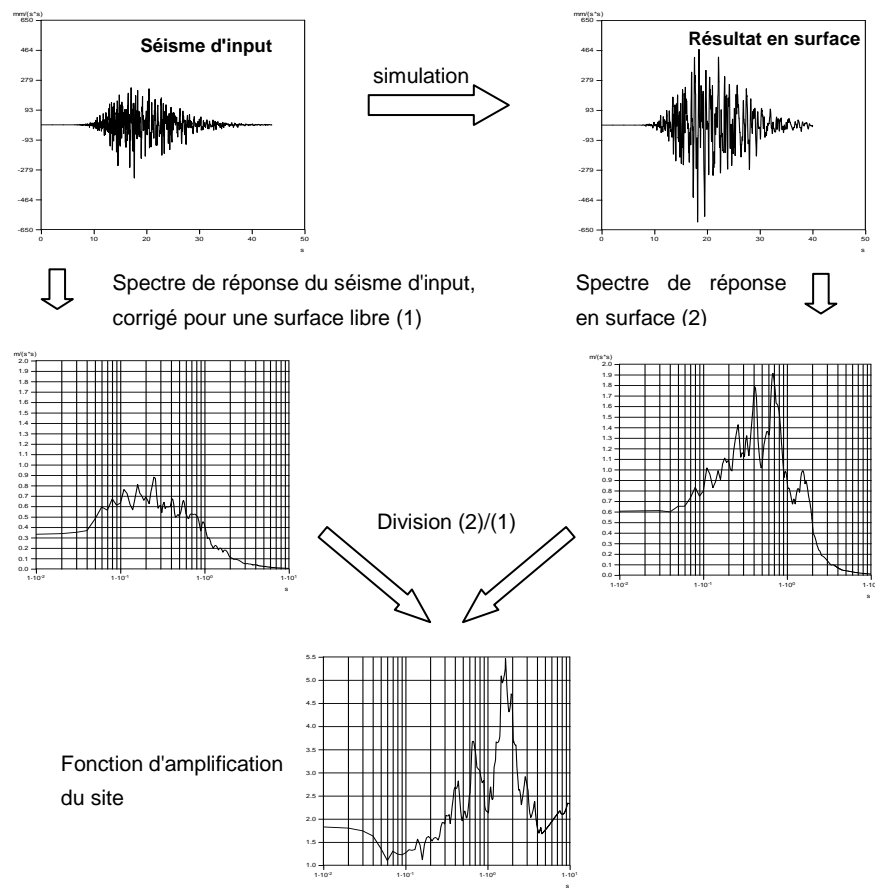


Figure 4 : Schéma synthétique des étapes pour l'obtention de la fonction d'amplification.

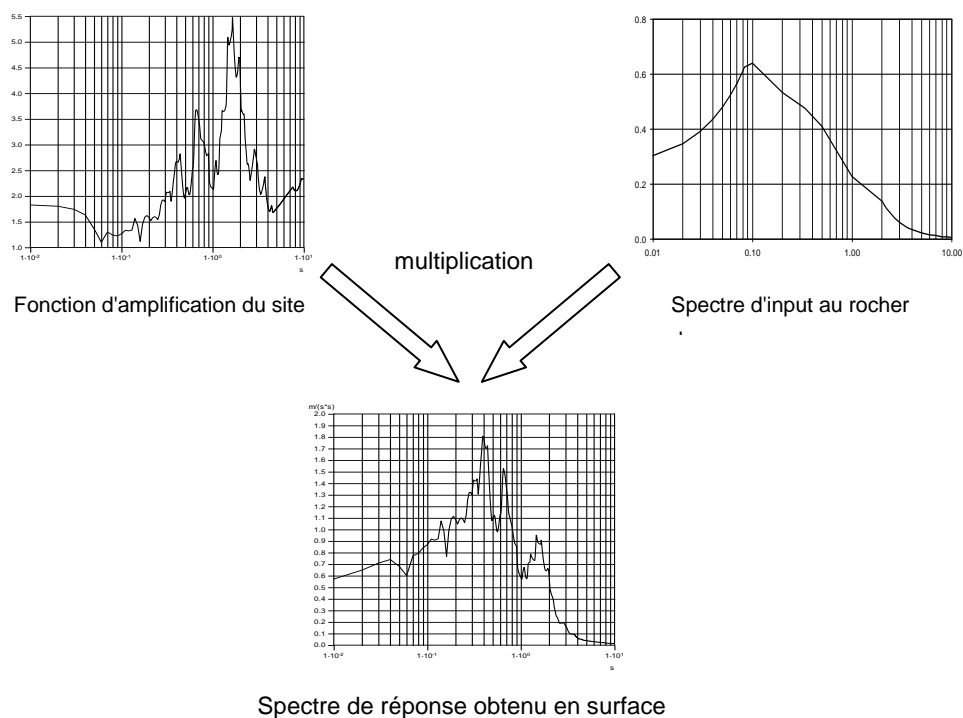


Figure 5 : Etapes pour le calcul du spectre de réponse.

3. Caractérisation de la zone d'étude

3.1 Géométrie de la vallée

Plusieurs profils de sismique réflexion ont été réalisés par la société Geo2X au travers de la zone d'étude. De plus, des campagnes de mesures géophysiques, conduites en particulier dans le cadre d'un projet de prospection géothermique, ainsi que l'utilisation d'autres données existantes, ont permis la mise au point de six coupes 2D (annexe A et figures 6 et 7), en différentes positions et directions au travers de la vallée, ainsi que d'un modèle géométrique 3D du site (figure 8), par le géologue Mario Sartori.

Ce modèle de la géométrie du substratum rocheux montre clairement la situation très encaissée du secteur d'étude, avec une profondeur maximale de 1000 m au centre du bassin. Selon les études menées par Bard and Bouchon (1985) et par Chavez-Garcia and Faccioli (2000), la configuration de la vallée du Rhône à Martigny se trouve à la limite du secteur pour lequel on s'attend à une résonance 2D, selon la géométrie du substratum et le contraste de vitesse. Bien entendu, il s'agit d'une évaluation grossière, la configuration des lieux étant plutôt à caractère 3D.

Poggi et al. (2015) ont mené à bien une étude le long d'un profil 2D, correspondant environ au profil Est (figure 6) de la présente étude, à partir de la décomposition, dans le domaine fréquentiel, de mesures de vibrations ambiantes en réseau. Ils mettent ainsi en évidence de claires résonances globales de la vallée. De telles résonances globales apparaissent également dans les résultats des calculs 3D menés à bien dans la présente étude (voir chapitre 4.2.3).

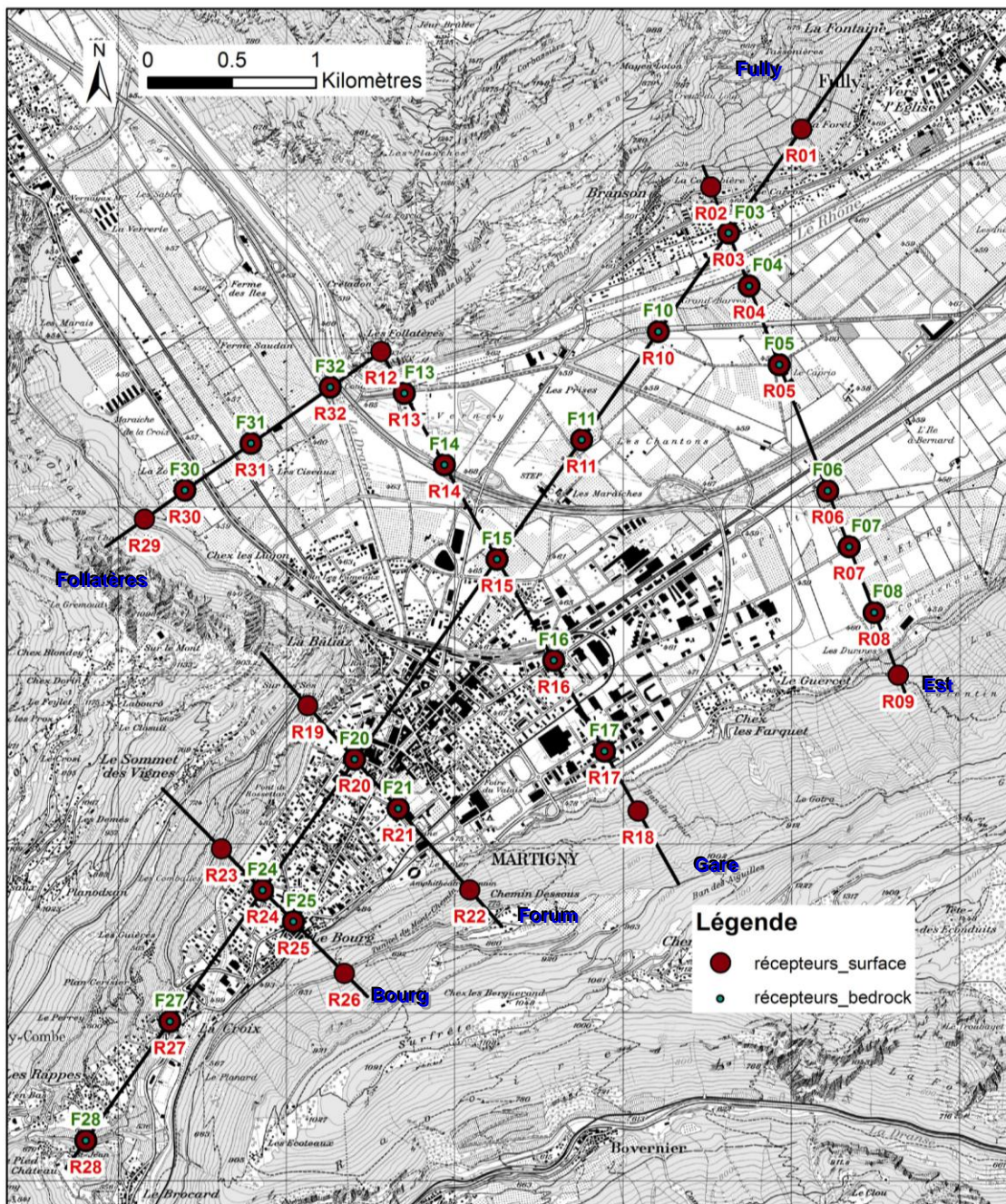


Figure 6 : Carte montrant les six profils de calculs 2D ainsi que les points de contrôle ou récepteurs.

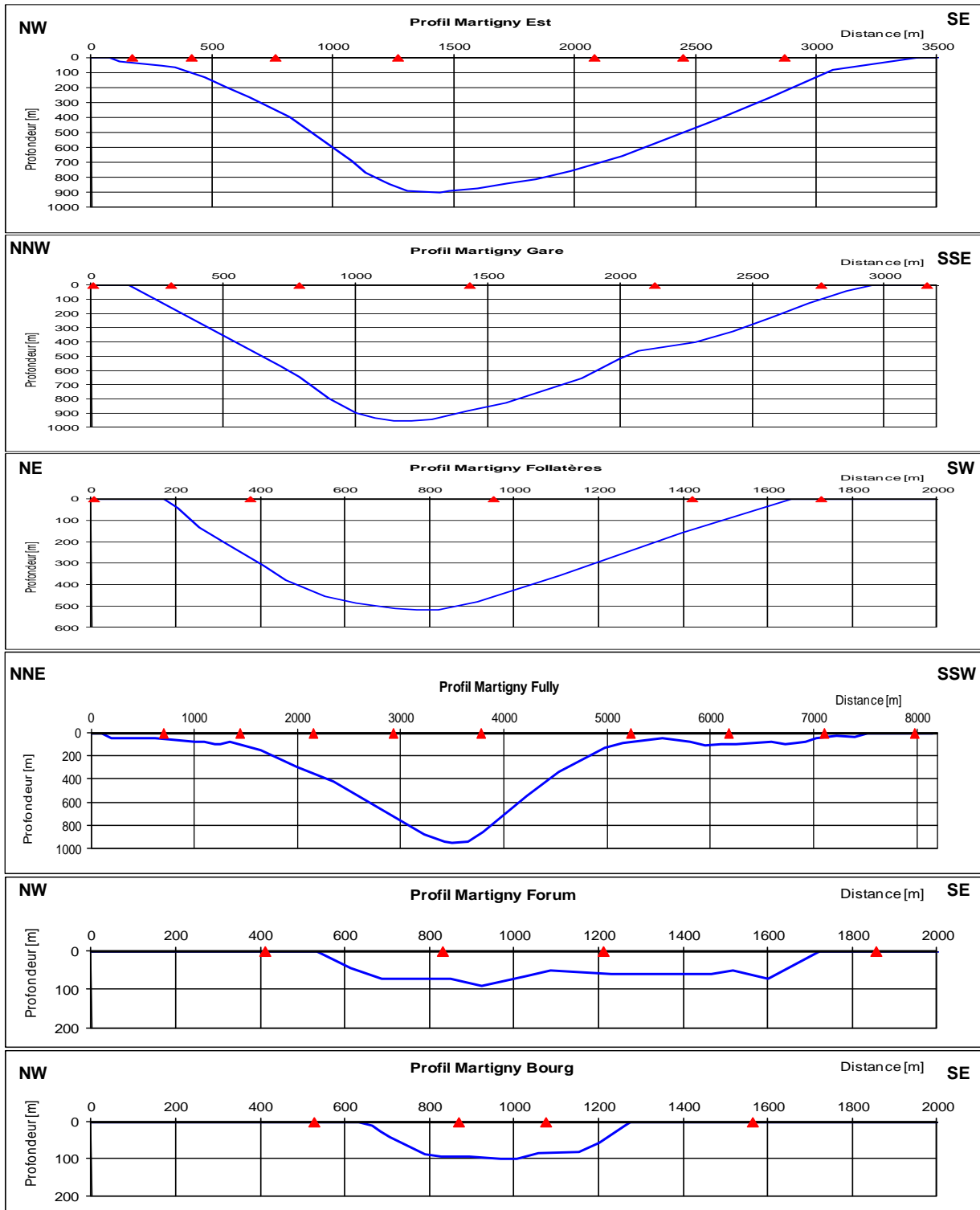


Figure 7 : Profils utilisés pour les calculs 2D dans la région de Martigny.

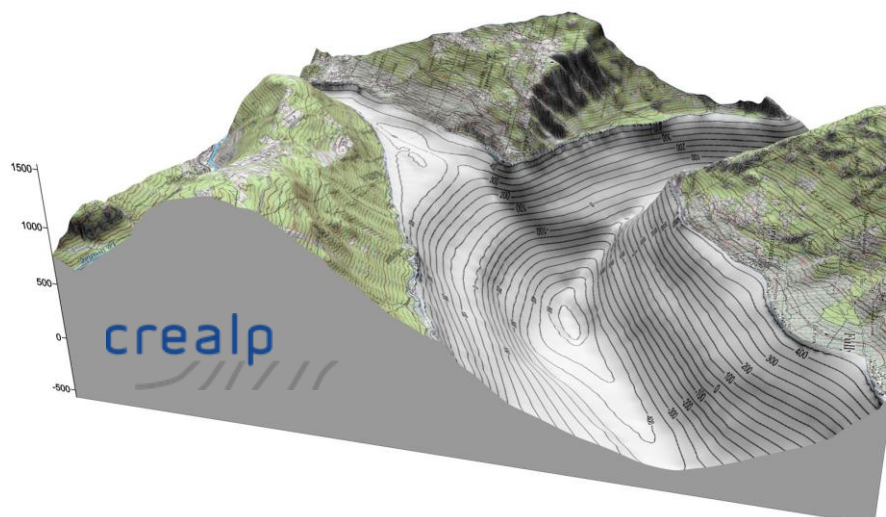


Figure 8 : Modèle géométrique 3D du toit du rocher dans la région de Martigny.

3.2 Profils sismiques MASW

Des profils sismiques ont été réalisés dans le secteur d'étude, par la technique MASW qui permet de déterminer les vitesses des ondes S dans les couches superficielles (jusqu'à 20 à 30 m de profondeur). MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves) est l'abréviation anglaise pour la méthode d'inversion des courbes de dispersion des ondes de surface (Gabriels et al., 1987 ; Park et al., 1999). Cette méthode donne des résultats d'une qualité similaire à celle des tests cross-hole, mais à un coût bien inférieur, pour les couches superficielles. La réalisation de tels profils permet donc une meilleure définition des paramètres d'entrée nécessaires pour les simulations numériques des effets de site. Ce sont d'ailleurs les couches superficielles qui ont souvent le plus grand impact sur les effets de site.

Les détails concernant la localisation des profils et la géométrie d'acquisition sont donnés dans le rapport du bureau Geo2X, présenté à l'annexe B. L'emplacement des profils avait pour but de caractériser les vitesses superficielles dans les dépôts suivants :

- alluvions du Rhône,
- cône torrentiel de la Dranse.

L'utilisation de la chute de poids comme source sismique a permis l'acquisition d'enregistrements de bonne qualité, sans recours à l'utilisation d'explosifs.

Le traitement des données a été effectué avec le logiciel SurfSeis (Multichannel Analysis of Surface Waves, C. B. Park, 1998). Plusieurs modules sont utilisés successivement pour réaliser les opérations suivantes, à partir des données brutes enregistrées par les 48 géophones :

- analyse et traitement des signaux pour identifier correctement la partie correspondant au 1^{er} mode des ondes de surface et pour vérifier le rapport signal/bruit ;
- calcul de la courbe de dispersion de la vitesse de phase ainsi que du rapport signal/bruit dans la bande de fréquence et de vitesse couverte par les signaux enregistrés ;
- procédure itérative d'inversion en ondes S et ajustement du profil de vitesses S, jusqu'à stabilisation du résultat.

Les résultats moyens obtenus pour les deux terrains étudiés sont :

- alluvions du Rhône : V_s varie de 250 m/s, en surface, à 400 m/s à 25 m de profondeur ;

- cône torrentiel de la Dranse : V_s varie de 400 m/s, en surface, à 800 m/s à 25 m de profondeur.

3.3 Mesure des fréquences propres par la méthode H/V

La méthode H/V est une méthode empirique pour déterminer la fréquence fondamentale des sédiments reposant sur un substratum rocheux. La méthode consiste à mesurer les vibrations ambiantes puis à faire le rapport des spectres de Fourier entre la composante horizontale (moyenne des deux composantes horizontales perpendiculaires mesurées) et la composante verticale (Nakamura, 1989 ; SESAME, 2004). Cette technique nécessite donc l'emploi d'un sismomètre trois composantes très sensible. Les sources des vibrations ambiantes sont d'origine naturelle (microséismes) et humaines (microtrémors). Le déferlement des vagues sur les côtes constitue la principale source naturelle de vibrations ambiantes, pour les fréquences inférieures à 1 Hz. Quant aux activités humaines, elles peuvent générer des vibrations dans une gamme de fréquences très étendue, plutôt supérieure à 1 Hz.

Les résultats des mesures H/V doivent toujours être interprétés avec prudence car de nombreuses perturbations sont susceptibles de venir parasiter les enregistrements. Les recommandations pour une interprétation correcte ont été fixées par le projet de recherche européen SESAME (2004). Le vent, la pluie, les industries ou les constructions souterraines sont des éléments qui peuvent avoir une influence néfaste sur les résultats. De plus, il est important d'assurer un bon couplage entre le sol et le capteur et de maintenir une bulle de niveau correcte pour le capteur.

L'origine du pic H/V demeure à ce jour imparfaitement comprise. Cependant, la communauté scientifique s'accorde à dire que ce pic est la conséquence d'un changement de polarité des ondes de Rayleigh à la fréquence de résonance du bassin. En principe, ces ondes sont associées à un mouvement elliptique des particules dans le sens rétrograde, pour $f < f_0$. Puis, au-delà de la fréquence fondamentale, le mouvement devient prograde. Ceci signifie que le mouvement est nul sur la composante verticale au voisinage de la fréquence fondamentale. Dans la pratique, cela se traduit par une baisse du niveau du spectre de Fourier de la composante verticale, d'où le pic sur le rapport H/V. Le rapport H/V, lui, devrait tendre vers une valeur infinie. En pratique, on obtient un pic d'une amplitude finie car les vibrations ambiantes enregistrées sont constituées d'un ensemble d'ondes de volume et d'ondes de surface. Le niveau d'amplification relevé sur les diagrammes H/V n'a toutefois pas de signification même s'il semblerait qu'il représente une borne inférieure du niveau d'amplification réel du sol (Bard, 1999).

Dans le cadre du microzonage de la région de Martigny, un quadrillage comprenant 70 points de mesures a été réalisé afin d'élaborer une carte des fréquences propres fondamentales. Les points de mesures ainsi que les diagrammes H/V sont présentés en annexe C. Les mesures réalisées donnent des fréquences propres variant de 0.25 à 0.4 Hz, dans la partie profonde de la vallée (voir carte des résultats en annexe C).

3.4 Caractérisation des dépôts et modèle de vitesse

Le centre du bassin est caractérisé par la succession de dépôts suivante :

- alluvions du Rhône, constituées de sables et graviers, entre 0 et 115 m de profondeur ;
- dépôts deltaïques du Rhône, constitués de sables et graviers limoneux, entre 115 et 215 m de profondeur ;

- dépôts lacustres, constitués de sables et limons argileux, entre 215 et 870 m de profondeur ;
- dépôts torrentiels sous-glaciaires, constitués de blocs, graviers et sables, entre 870 et 1000 m de profondeur, au plus profond du bassin ;
- au-delà de 1000 m de profondeur, le substratum rocheux est constitué de gneiss et granite.

Latéralement, on rencontre également quelques cônes et dépôts deltaïques des torrents latéraux. Pour le modèle de vitesse moyen, en cas de variations latérales, les terrains avec les valeurs de V_s les plus faibles ont été retenus.

Le profil de vitesse des ondes S moyen a été déterminé en utilisant les données ou critères suivants :

- les résultats des mesures MASW pour les premières dizaines de mètres,
- les valeurs de vitesse déterminées dans des dépôts similaires en d'autres endroits de la vallée,
- un gradient de vitesse pour la partie profonde des dépôts,
- le calage de tout le profil avec les valeurs de fréquence propre mesurées lors de la campagne de mesures H/V, au moyen de simulations de mouvements faibles, et en comparant la fréquence fondamentale calculée avec celle mesurée.

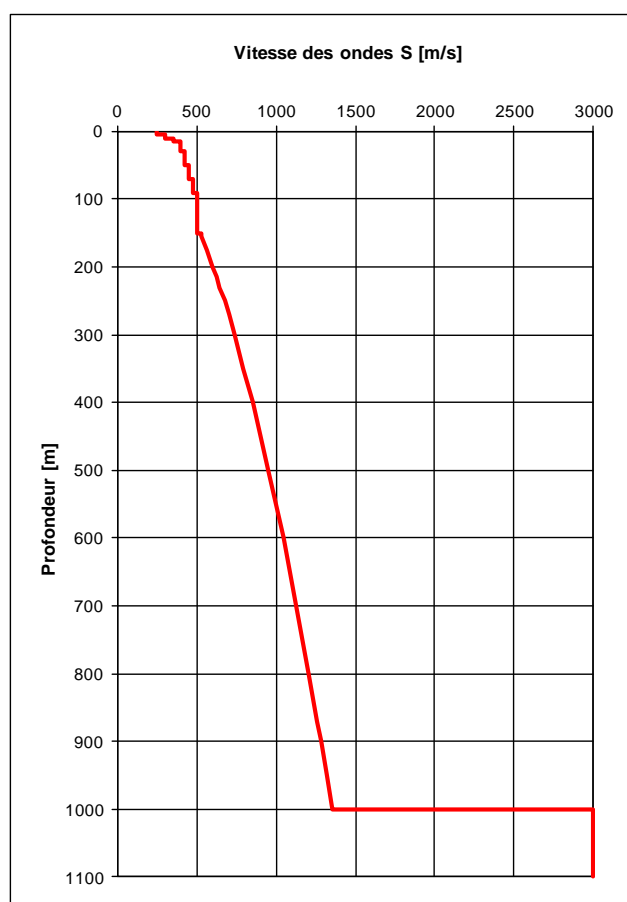


Figure 9 : *Modèle de vitesse moyen utilisé.*

Le profil de vitesse V_s ainsi déterminé est présenté sur la figure 9 en fonction de la profondeur z et correspond aux valeurs suivantes :

- pour z comprise entre 0 et 155 m, V_s augmente de 250 à 530 m/s ;
- pour z comprise entre 155 m et 1000 m, $V_s = 42.6 * \sqrt{z}$;
- dans le rocher, $V_s = 3000$ m/s.

Le facteur de qualité Q_s est tel que $Q_s = V_s / 10$ et la densité ρ a été choisie de la manière suivante :

- pour z comprise entre 0 et 155 m, ρ augmente de 2000 à 2100 kg/m³ ;
- pour z comprise entre 155 m et 1000 m, $\rho = 2080 + 0.125 * z$;
- dans le rocher, $\rho = 2800$ kg/m³.

L'augmentation retenue, pour la vitesse des ondes S en fonction de la profondeur z , est en $(z)^{1/2}$, comme c'est le cas également pour le modèle de vitesse dans le bassin de Grenoble, de formation et de configuration similaire à celui de Martigny (Chaljub et al., 2009). En effet, une fonction en $(z)^{1/4}$, comme proposée par Seed and Idriss (1970), ne permet pas de caler à la fois les valeurs de vitesse MASW obtenues en surface et la fréquence propre fondamentale issue des mesures H/V.

3.5 Relations de non-linéarité

Au fur et à mesure que le taux de déformation s'accroît, la rigidité du sol se réduit tandis que l'amortissement devient plus important. Les logiciels CyberQuake 1D et Aki-Larner 2D tiennent compte de cette non-linéarité par le moyen de paramètres dits linéaires équivalents. Il est donc nécessaire de définir le comportement du sol en fonction de la déformation.

Les relations de non-linéarité utilisées pour calculs 1D et 2D sont présentées sur la figure 10. Il s'agit de la courbe moyenne entre la courbe donnée par Seed & Idriss (1970) et celle selon Ishibashi & Zhang (1993), pour un indice de plasticité $IP = 0$ et pour différentes profondeurs (10, 35, 75 et 100 m). La répartition des courbes utilisées en fonction de la profondeur z est la suivante :

- $z = 0-20$ m : courbe moyenne pour $z = 10$ m,
- $z = 20-50$ m : courbe moyenne pour $z = 35$ m,
- $z = 50-100$ m : courbe moyenne pour $z = 75$ m,
- $z > 100$ m : courbe moyenne pour $z = 100$ m.

Au-delà de 100 m de profondeur, la même courbe est maintenue car à de telles profondeurs, les courbes deviennent de plus en plus "plates" et la déformation devient plus faible, donc la non-linéarité n'a plus un rôle important.

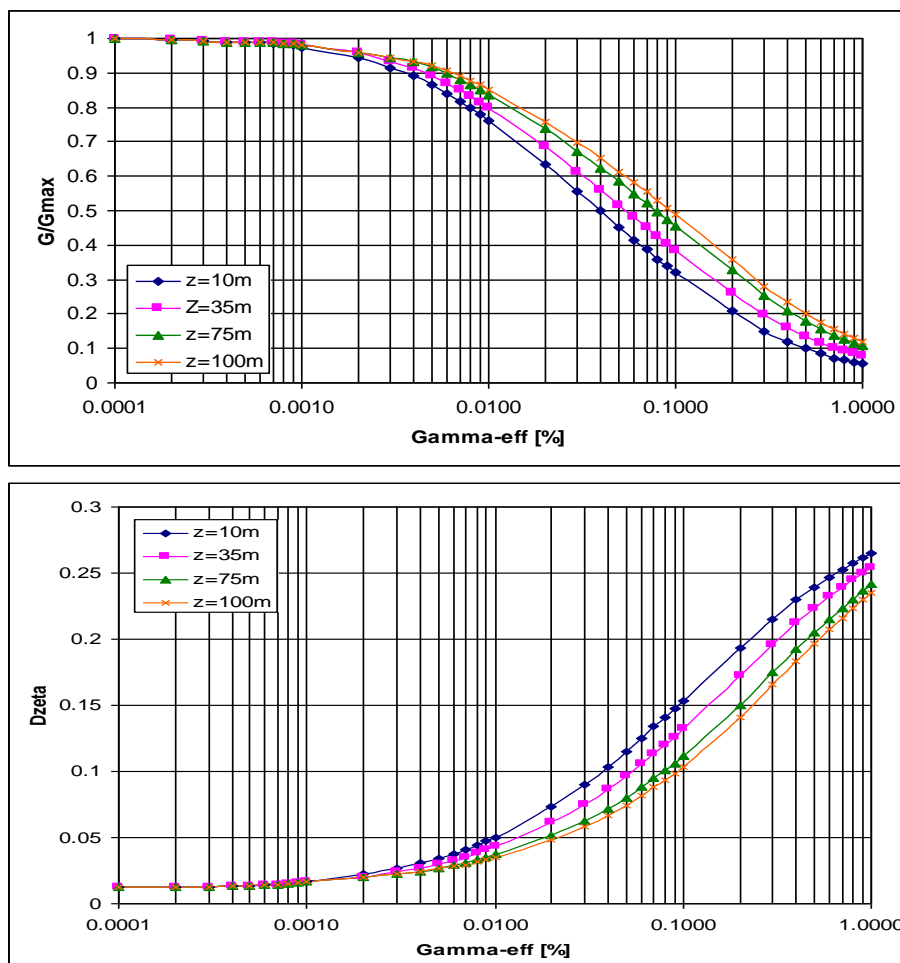


Figure 10 : Relations de non-linéarité utilisées pour les différents dépôts, en fonction de la profondeur. En haut, module de cisaillement en fonction de la déformation; en bas, amortissement en fonction de la déformation.

4. Calculs et études de sensibilité

4.1 Calculs 2D et étude de sensibilité

4.1.1 Fonctions d'amplification et spectres de réponse

Les effets de site ont été calculés, de manière détaillée, à l'aide de calculs 2D et 1D, pour les six séismes de référence choisis et pour les six profils de calcul 2D. Les résultats obtenus sont présentés sous la forme de fonctions d'amplification. Ensuite, les fonctions d'amplification sont multipliées par le spectre de réponse correspondant au rocher dur (spectre "input rocher", en noir sur la figure 1), afin d'obtenir les spectres de réponse correspondants.

Les figures 11 et 12 montrent, à titre d'exemple, les fonctions d'amplification et les spectres de réponse, respectivement, obtenus à l'issue des calculs 2D au point de contrôle R32 du profil Follatères, pour les six séismes d'input (en noir : moyenne géométrique).

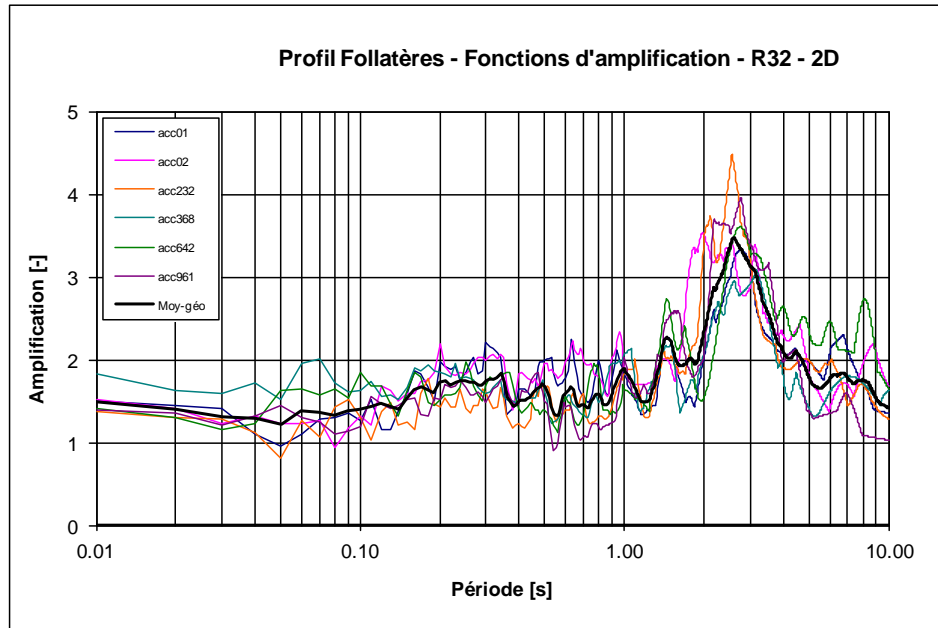


Figure 11 : Fonctions d'amplifications obtenues au point de contrôle R32 du profil Follatères, avec le profil de vitesse moyen, pour les six séismes d'input (en noir la moyenne géométrique).

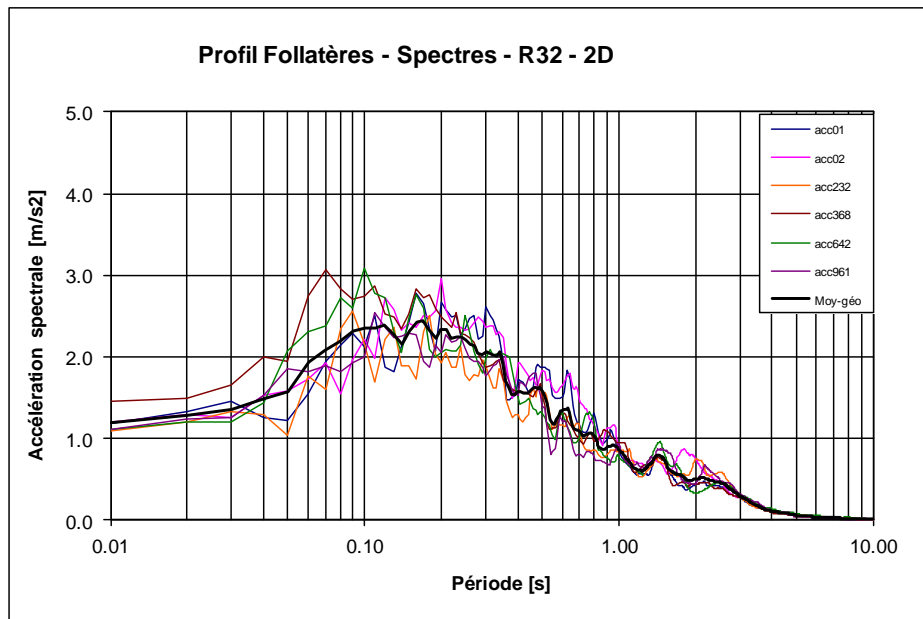


Figure 12 : Spectre de réponse obtenus au point de contrôle R32 du profil Follatères, avec le profil de vitesse moyen, pour les six séismes d'input (en noir la moyenne géométrique).

4.1.2 Comparaison 1D – 2D

Des calculs 1D ont également été menés, avec les mêmes séismes d'input, au centre de chaque profil, à titre de comparaison, de manière à apprécier l'importance de l'effet 2D et de mettre en évidence la gamme de période dans laquelle il est significatif. La figure 13 montre une comparaison des fonctions d'amplification moyennes 1D (en bleu) et 2D (en rouge) obtenues avec les six séismes d'input, pour les points R05, R20 et R31, au centre des profils Est, Forum et Follatères, respectivement.

Cette comparaison met en évidence la variabilité de l'effet 2D, tant dans son ampleur, que dans la gamme de période à laquelle il est dominant, en fonction de la géométrie de la vallée au droit du point considéré (voir figure 7).

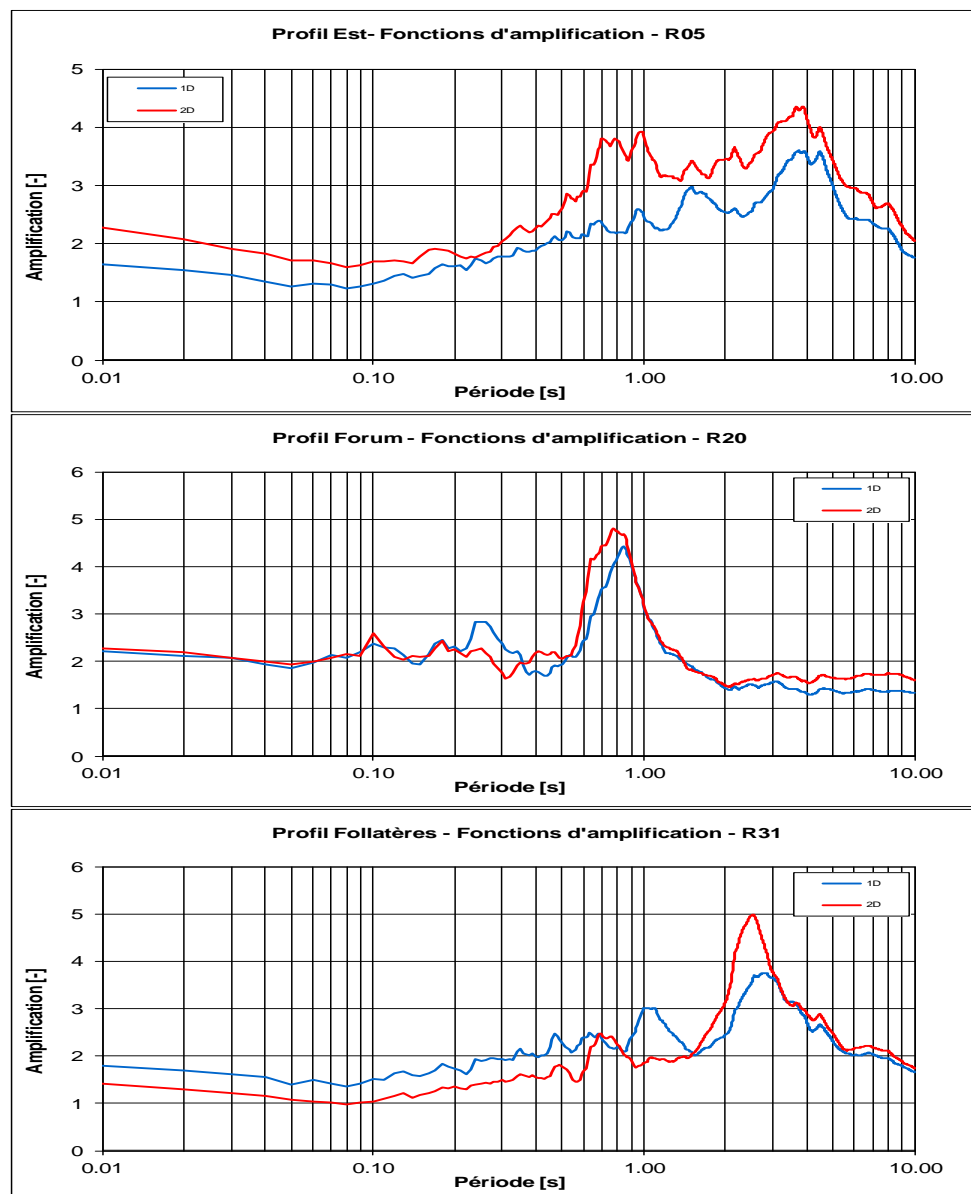


Figure 13 : Comparaison entre les fonctions d'amplification moyennes 1D (en bleu) et 2D (en rouge) obtenues avec les six séismes d'input, pour les points R05, R20 et R31.

4.1.3 Variation des vitesses d'ondes S

La vitesse des ondes S est, avec l'estimation de la géométrie du soubassement rocheux, le paramètre le plus déterminant dans la modélisation de l'effet de site. Ce paramètre est généralement mal connu d'où la nécessité de tenir compte d'une variation du profil moyen en ondes S dans les simulations.

Pour chaque profil de calcul 2D, le paramètre de vitesse a été varié d'un facteur 1.4, ce qui correspond à une variation d'un facteur 2 du module de cisaillement maximal [$V_s = (G_{\max}/\rho)^{1/2}$]. La figure 14 illustre l'influence de cette variation de vitesse d'un facteur 1.4, sur les spectres de réponse, dans l'exemple du point R16.

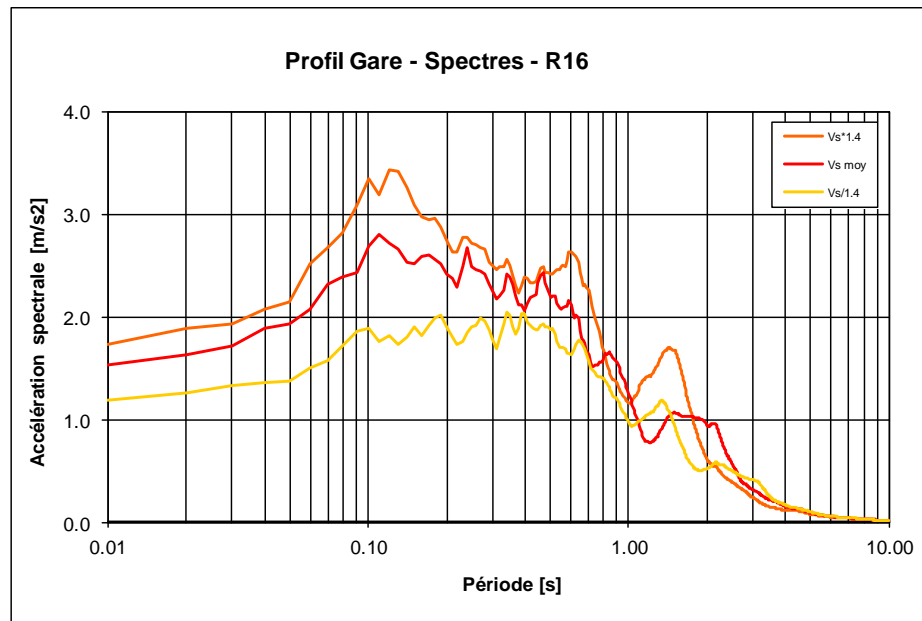


Figure 14 : Spectres de réponse (moyennés sur six séismes d'input) résultant des simulations effectuées avec le profil de vitesse moyen et varié d'un facteur 1.4, pour le point R16.

4.1.4 Variation de l'angle d'incidence

Le programme de simulation 2D offre la possibilité de faire varier l'angle d'incidence du champ d'onde à la base des dépôts meubles. La modification de ce paramètre peut entraîner des différences significatives sur les résultats des simulations. Or, les ondes sismiques excitant la vallée suite à un tremblement de terre n'arrivent pas forcément avec une incidence proche de la verticale, cela dépend des caractéristiques du séisme (distance, profondeur). Ainsi, une variation du paramètre d'incidence lors des différentes simulations s'impose afin de ne pas exclure certains cas de figures pouvant se produire.

Pour cette étude, les simulations ont été effectuées avec une arrivée des ondes sous incidence normale ainsi qu'avec un angle de plus ou moins 30° par rapport à la verticale. Ces variations restent conformes aux limites imposées par la théorie d'Aki-Larner qui est valable pour des angles inférieurs à 30-40°. En effet, l'influence de l'angle d'incidence est variable selon le séisme d'input et surtout selon la forme du substratum rocheux qui, en fonction de l'angle d'incidence, conduit à des ondes arrivant plutôt orthogonalement à l'interface ou au contraire plutôt tangentielllement comme représenté sur la figure 15.

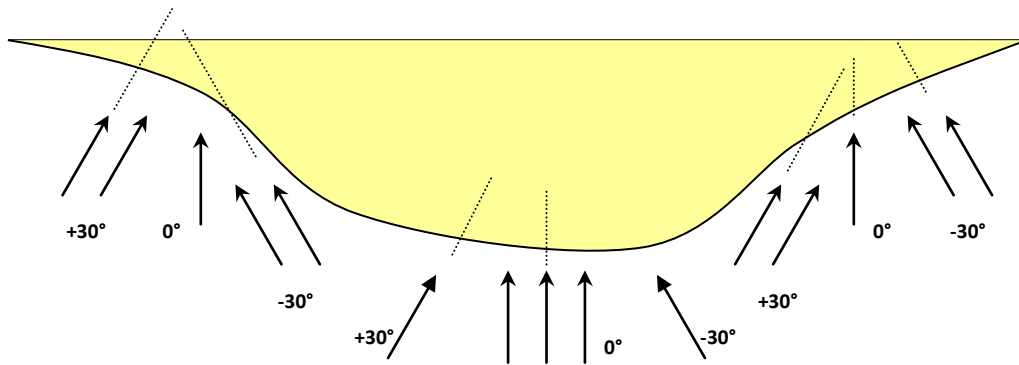


Figure 15 : Arrivée des ondes à l'interface rocher / dépôts meubles selon les incidences 0° , $+30^\circ$ et -30° , par rapport à la verticale.

La variation de l'angle d'incidence, limitée à 30° , est suffisante même si les ondes incidentes proviennent d'un séisme peu profond et assez distant. En effet, en traversant des vitesses de plus en plus faibles du fond vers la surface, au sein du rocher, les ondes se redressent progressivement, de plus en plus proche de la verticale, au fur et à mesure que la vitesse de propagation diminue dans le milieu traversé. Ainsi, une valeur de 30° peut être considérée comme représentative d'une variation maximale de cet angle d'incidence.

La figure 16 montre, à titre d'exemple, les fonctions d'amplifications obtenues au point R16 du profil Gare, sous les trois différentes conditions d'incidence prises en compte.

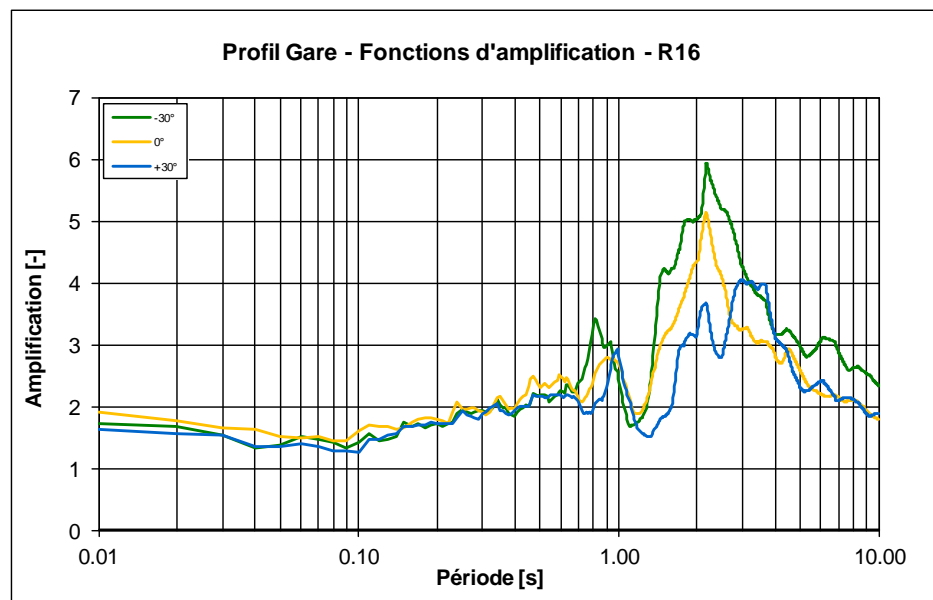


Figure 16 : Fonctions d'amplification (courbes moyennes des six séismes input) obtenues pour le point R16 du profil Gare.

4.2 Calculs 3D

4.2.1 Description des simulations numériques

Le domaine de calcul des simulations numériques est identique à celui représenté sur la figure 2. Le maillage utilisé par les codes de simulation est montré sur la figure 17. Il est composé de 1 419 221 éléments hexaédriques de taille variable afin de respecter les conditions de dispersion numérique pour des longueurs d'onde à une fréquence de 5 Hz. Les éléments ont des côtés d'environ 300 m en profondeur, 100 m en surface dans le rocher et 33 m dans le bassin sédimentaire de Martigny. Ce maillage mène à la résolution d'environ 285 millions d'équations pour chaque pas de temps. La durée des séismes simulée est égale à 30 secondes. Lors de la résolution en temps, cette durée est subdivisée en 300 000 pas de temps de 1E-4 s.

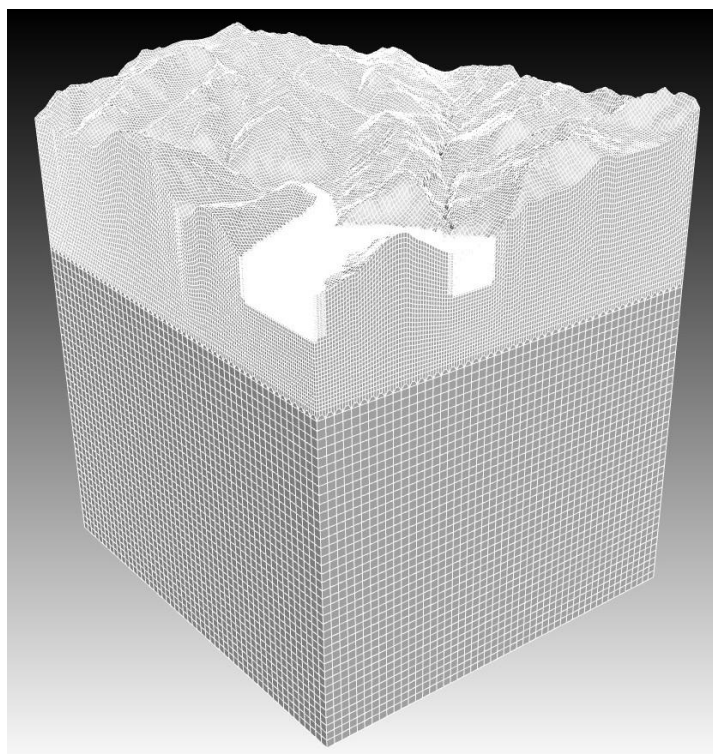


Figure 17 : *Maillage du domaine de calcul avec des éléments hexaédriques. Le maillage est raffiné une première fois en surface pour bien décrire la topographie et une seconde fois dans la vallée pour tenir compte des faibles vitesses du remplissage sédimentaire.*

Afin d'enregistrer le mouvement sismique en des lieux précis à l'intérieur du bassin de Martigny, 32 récepteurs sont placés en surface et 53 en profondeur. Les cartes de vitesse et d'accélération maximale présentées ci-après sont produites grâce à une grille de 387 504 points de calcul régulièrement espacés de 25 m selon les axes NS et EW.

La structure de vitesse associée est représentée, en 3D, sur la figure 18. Elle est basée sur la colonne de sol 1D présentée au chapitre 3.4 et homogénéisée verticalement afin d'approximer au mieux l'interface rocher/bassin. Les facteurs de qualité des ondes de cisaillement (Q_s) associés à la structure de vitesse sont déterminés de manière empirique via la relation : $Q_s = V_s/10$.

La rupture au niveau de la faille est représentée par un mécanisme en double-couple avec un support ponctuel (i.e. en négligeant le détail de la cinématique de la rupture). La fréquence coin des sources suit le modèle de Brune :

$$f_c = 4,9 * 10^6 * \beta * \left(\frac{\Delta\sigma}{M_0} \right)^{1/3}$$

i) β = vitesse des ondes S au rocher en km/s, ii) $\Delta\sigma$ = chute de contrainte en bars pour des magnitudes de moment M_w comprises entre [5-6], iii) M_0 , moment sismique, en dyne.cm. La relation entre M_0 et M_w suit le modèle de Kanamori : $\log M_0 = 1.5 M_w + 16.1$.

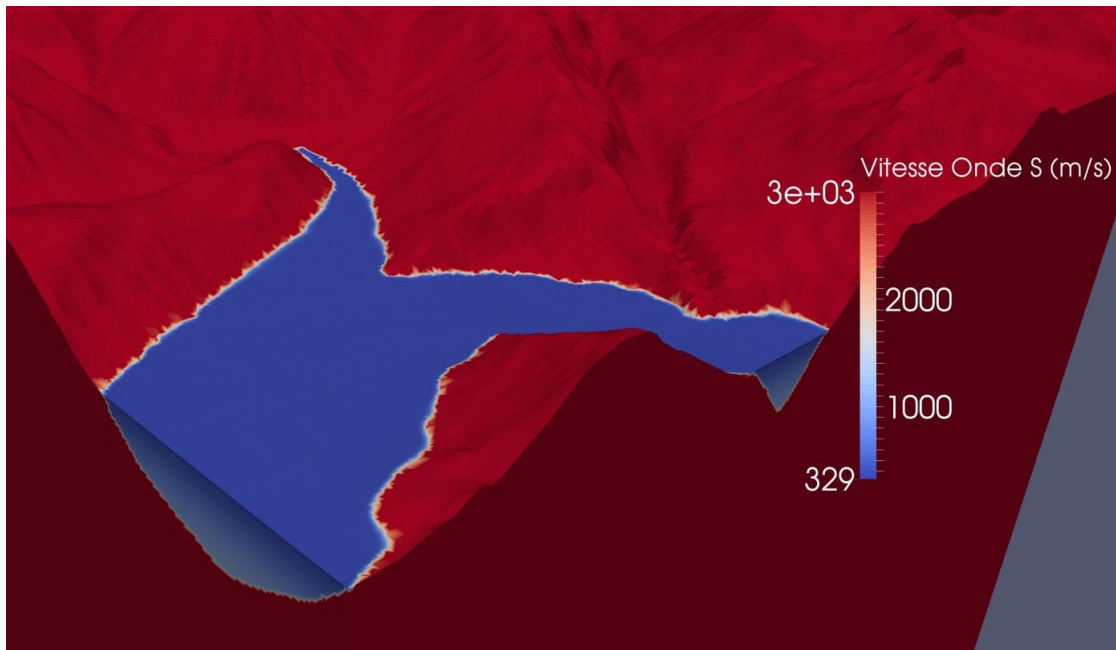


Figure 18 : Représentation 3D de la structure de vitesse des ondes de cisaillement utilisée pour les simulations numériques. La discontinuité de vitesses à l'interface sédiment-rocher est approchée par une transition rapide étalée sur 50 m.

En fixant une vitesse au rocher à 3 km/s et une chute de contrainte d'environ 100 bars, la fréquence coin (f_c) du séisme EQ-01 ($M_w=5.5$) est égale à 0.52 Hz. Celle du séisme EQ-02 ($M_w=5.0$) est égale à 0.93 Hz. Pour le séisme EQ-03 de magnitude $M_w = 4.5$, la fréquence coin est fixée à 0.93 Hz (comme pour le séisme EQ-02). Au départ, une fréquence coin plus élevée avait été choisie pour le séisme EQ-03 mais, en raison des limites des calculs 3D dans le domaine des hautes fréquences, elle a conduit à des résultats peu réalistes. Ainsi, par jugement d'expert, il a été décidé de maintenir la fréquence coin à 0.93 Hz pour le séisme EQ-03. La figure 19 montre l'amplitude de Fourier du champ lointain en déplacement normalisé à 1.0 à basse fréquence pour les différentes fréquences coin.

Chaque calcul de propagation des ondes a été effectué sur 256 processeurs de la plateforme Froggy du centre de calcul CIMENT (<https://ciment.ujf-grenoble.fr>). La taille du maillage mène à une consommation de mémoire vive de 58 Go. Le temps de calcul pour une simulation de sismogrammes de 30 secondes dure environ 10h30 sur 256 processeurs (équivalent à 112 jours de calcul sur un seul processeur).

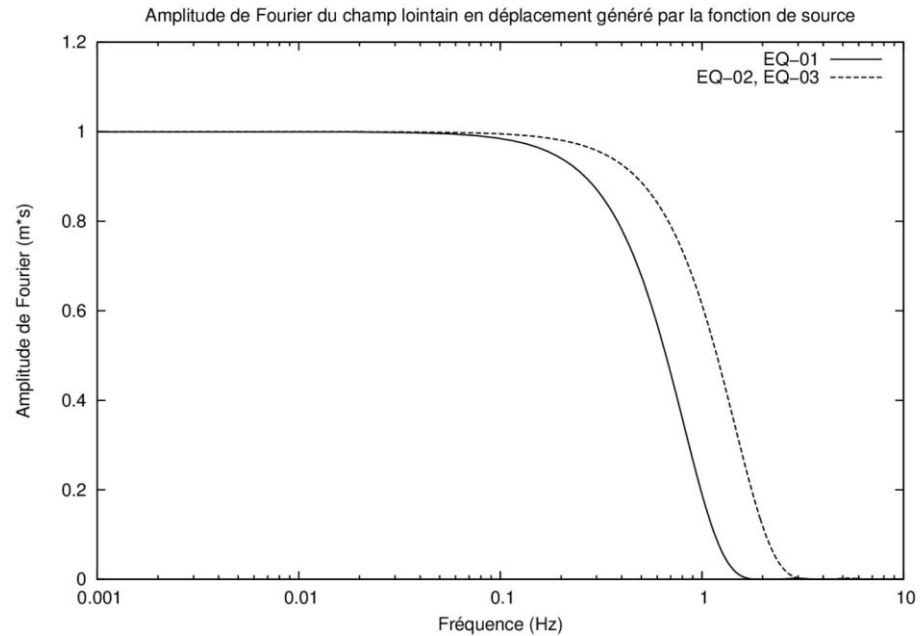


Figure 19 : Amplitude de la transformée Fourier du champ lointain en déplacement normalisé à 1.0 généré par la fonction de source.

4.2.2 Vérification des codes de calcul

L'ensemble de la chaîne de simulation (construction du maillage et du modèle de vitesse, implémentation d'un point source et d'une onde plane, propagation élastique et visco-élastique) a été implémenté et vérifié pour les 2 codes de calcul EFISPEC3D et SPECFEM3D.

Les figures 20 et 21 montrent la comparaison des vitesses du sol calculées à 2 récepteurs en surface (R01 sur le rocher, R15 au centre de la vallée) pour une excitation de la vallée par un point source (figure 20) et par une onde plane incidente verticalement et polarisée Est-Ouest (figure 21). Le très bon accord obtenu est un gage de robustesse des résultats numériques fournis pour cette étude.

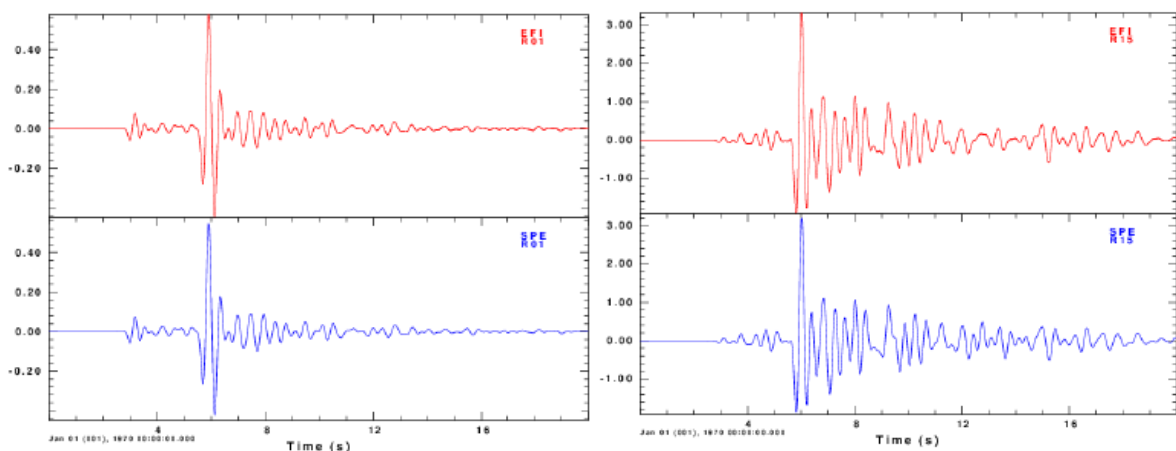


Figure 20 : Vitesse horizontale du sol calculée par les codes EFISPEC3D (rouge) et SPECFEM3D (bleu) aux récepteurs R01 (gauche) et R15 (droite), dans le cas d'une excitation de la vallée par une source ponctuelle.

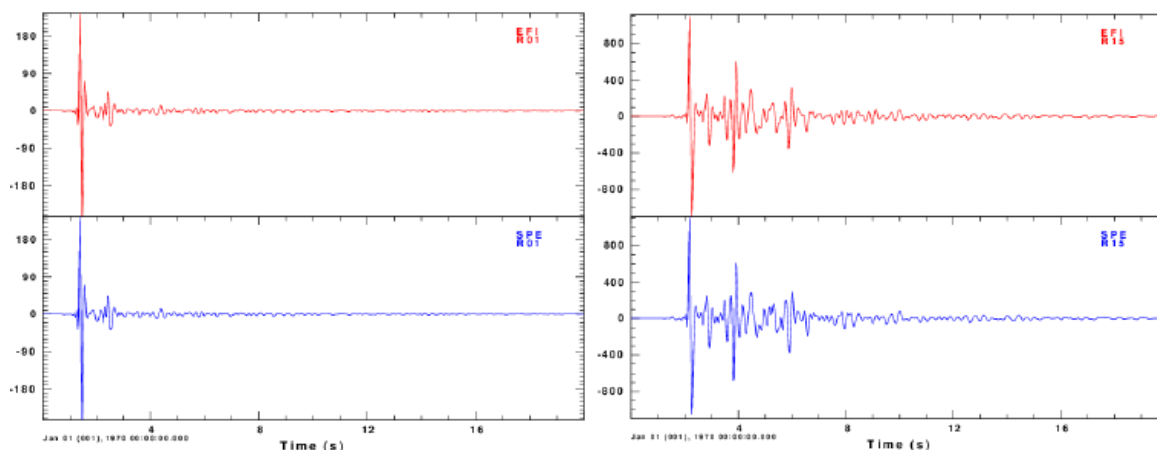


Figure 21 : Vitesse horizontale du sol calculée par les codes EFISPEC3D (rouge) et SPECFEM3D (bleu) aux récepteurs R01 (gauche) et R15 (droite), dans le cas d'une excitation de la vallée par une onde plane.

Les résultats des calculs 3D sont présentés à l'Annexe D en termes de cartes de vitesse et d'accélération horizontale maximale, montrant ainsi les zones du bassin qui présentent les phénomènes d'amplifications les plus importants. De plus, l'Annexe D montre également les résonances globales apparaissant dans la partie Est de la vallée, en comparaison avec les résultats obtenus par Roten et Fäh (2007) et Poggi et al. (2015).

4.3 Comparaison 2D / 3D

Dans un objectif de comparaison, une série de calculs 2D a été menée dans le domaine linéaire, pour l'accélérogramme acc642. Les programmes 3D ne permettant pas d'entrer un accélérogramme comme input, les résultats des calculs 3D, obtenus avec le pulse en onde plane à incidence verticale, ont été convolués avec l'accélérogramme acc642.

La figure 22 présente ainsi, à titre d'exemple, la comparaison entre le spectre de réponse 2D et la moyenne des spectres de réponse 3D, ainsi obtenus, pour les deux composantes et les deux plans d'incidence NS et EW, pour les points R20, R16, R30 et R31 (voir emplacement des points sur la figure 6).

Cette comparaison a été menée sur les trois profils situés en zone centrale du bassin, là où le caractère 3D est le plus marqué. La figure 23 montre le rapport entre spectres de réponse 3D et 2D, pour l'ensemble des points de comparaison, en noir gras la moyenne. La comparaison met ainsi en évidence une tendance générale à des valeurs plus élevées, d'un facteur moyen de 1.5, en 3D par rapport au 2D, dans la gamme de période de 0.2 à 1 s, au centre du bassin ("partie profonde"). Il s'agit d'ailleurs de la gamme de période la plus importante pour les bâtiments courants. Dans la partie "peu profonde" du bassin, l'amplification 3D par rapport à 2D est limitée aux plus courtes périodes (entre 0.15 et 0.4 s environ).

De manière à tenir compte de cette différence, de façon très pragmatique, pour les résultats du microzonage, deux fonctions de correction sont proposées (en rouge sur la figure 23), pour les secteurs "profond" et "peu profond" du bassin. Ces corrections seront appliquées à tous les résultats des calculs 2D détaillés, respectivement.

A noter que les calculs 3D ne sont plus valables dans le domaine des courtes périodes (inférieures à environ 0.2 s); une valeur prudente de la correction a été retenue, avec un facteur 1.2, dans cette gamme de période.

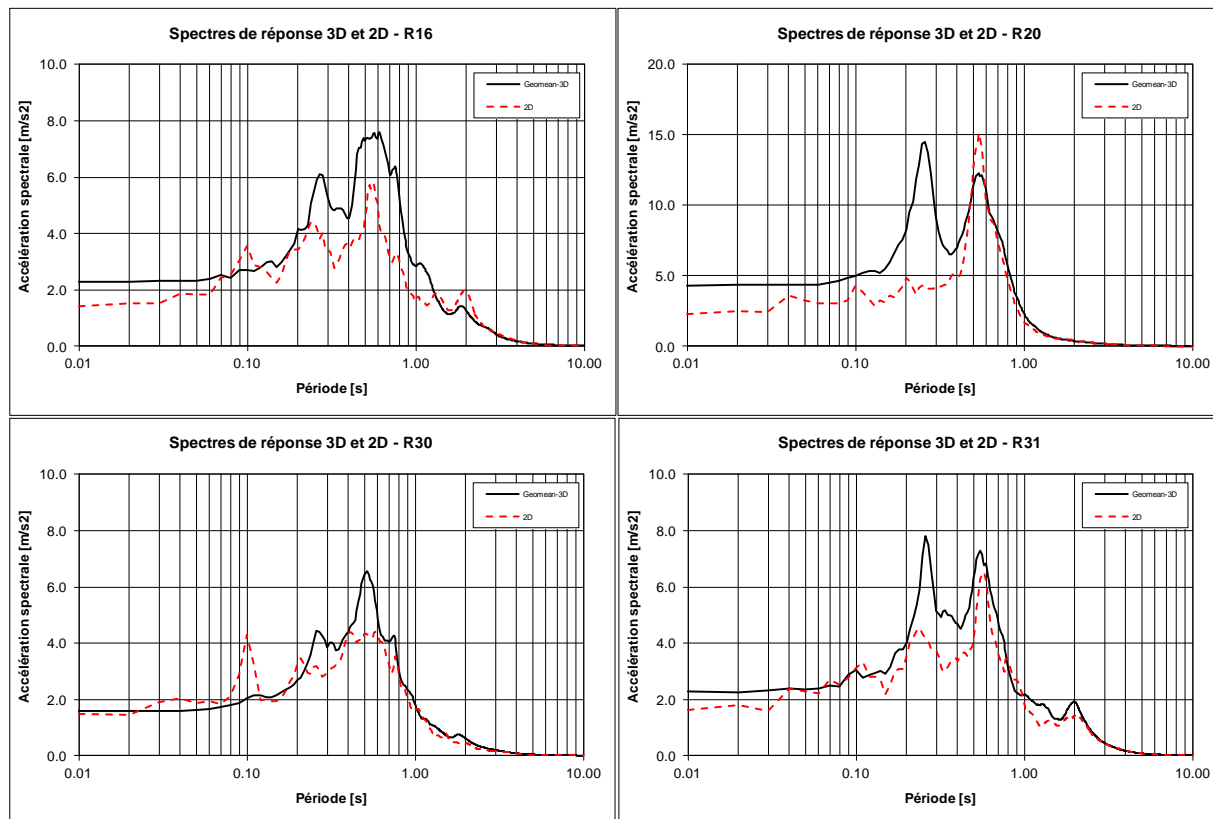


Figure 22 : Comparaison entre le spectre de réponse 2D et la moyenne des spectres de réponse 3D obtenus pour les deux composantes et les deux plans d'incidence NS et EW, aux points R20, R16, R30 et R31.

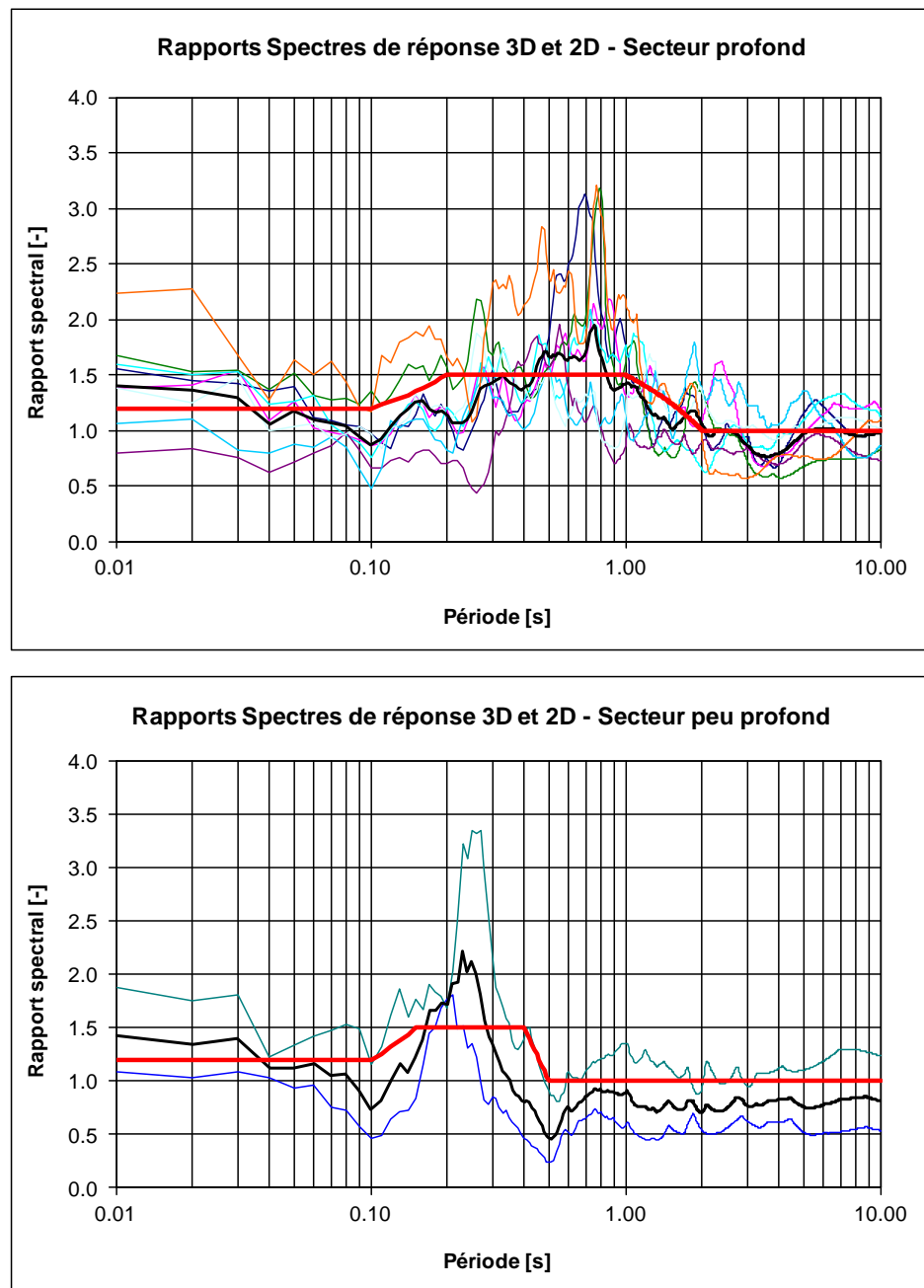


Figure 23 : *Rapports entre spectres de réponse 3D et 2D, pour l'ensemble des points de comparaison, en gras noir la moyenne et en rouge la fonction de correction proposée, pour les secteurs "profond" (en haut) et "peu profond" (en bas) du bassin.*

5. Résultats et proposition de spectres spécifiques

5.1 Résultats des calculs

Les résultats des calculs 2D et 1D détaillés (moyenne sur les six séismes d'input) menés pour chaque point de contrôle ont été comparés et groupés par ressemblance visuelle selon la forme des courbes (niveau d'amplification, bande de période amplifiée, etc.), après avoir été

multipliés par les fonctions de correction permettant de tenir compte, de manière très grossière, de l'effet 3D dans le bassin.

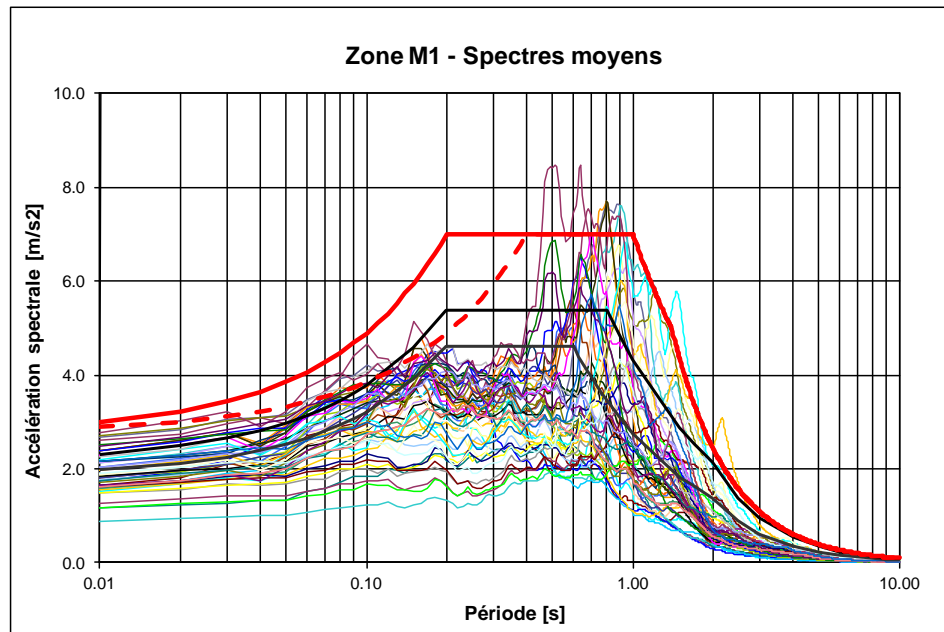


Figure 24 : Spectres de réponse élastiques (moyenne sur les six séismes d'input) de l'ensemble des résultats conduisant à la forme spectrale M1 (en trait plein rouge), en tirets rouges, la forme spectrale définie à l'issue des calculs ; en noir et gris, les spectres des classes de sol D et C, pour comparaison.

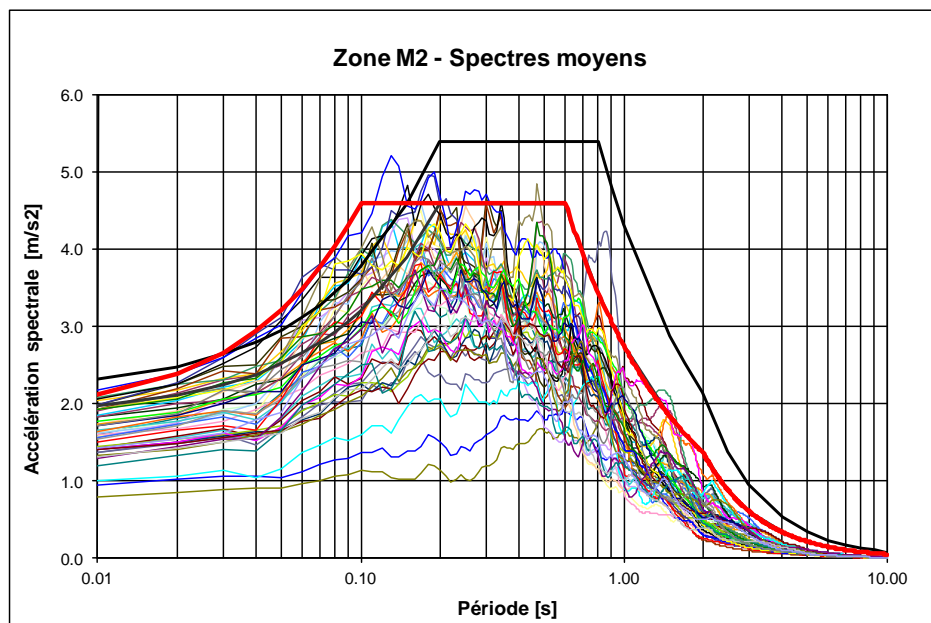


Figure 25 : Spectres de réponse élastiques (moyenne sur les six séismes d'input) de l'ensemble des résultats conduisant à la forme spectrale M2 (en rouge) ; en noir et gris, les spectres des classes de sol D et C, pour comparaison.

Les figures 24, 25 et 26 présentent l'ensemble des spectres de réponse élastiques ainsi obtenus (moyenne sur les 6 séismes d'input), groupés en trois catégories, conduisant aux formes spectrales M1, M2 et M3, respectivement (en rouge sur les figures correspondantes). En traits fins noir et gris sont représentés les spectres des classes de sol D et C de la norme SIA 261, pour comparaison.

Il est à noter ici que, pour le cas particulier de la microzone M1, les résultats des calculs ont tout d'abord conduit à la définition de la forme spectrale présentée en tirets rouges sur la figure 24. Ce spectre est particulier, car il possède un plateau très élevé et surtout décalé vers les longues périodes. Avec le début du plateau à 0.4 s, l'ingénieur ne saurait pas comment déterminer correctement les sollicitations sismiques (accélération spectrale ou demande en déplacement) pour des structures dont la période fondamentale se situe dans la branche montante du spectre de réponse, avant le plateau. Cette situation concerne beaucoup de constructions, les bâtiments existants en particulier. En effet, dans l'évaluation sismique des bâtiments existants, l'intersection de la partie élastique de la plupart des courbes de capacité interviendrait avant le plateau et ce cas n'est pas envisagé dans les procédures habituelles de détermination de la demande en déplacement. Par conséquent, la version initiale du spectre de réponse élastique de la microzone M1 (tirets rouge sur la figure 24) a été modifiée en avançant le début du plateau à une valeur de 0.2 s, pour donner la forme spectrale M1 finalement proposée (trait continu rouge sur la figure 24).

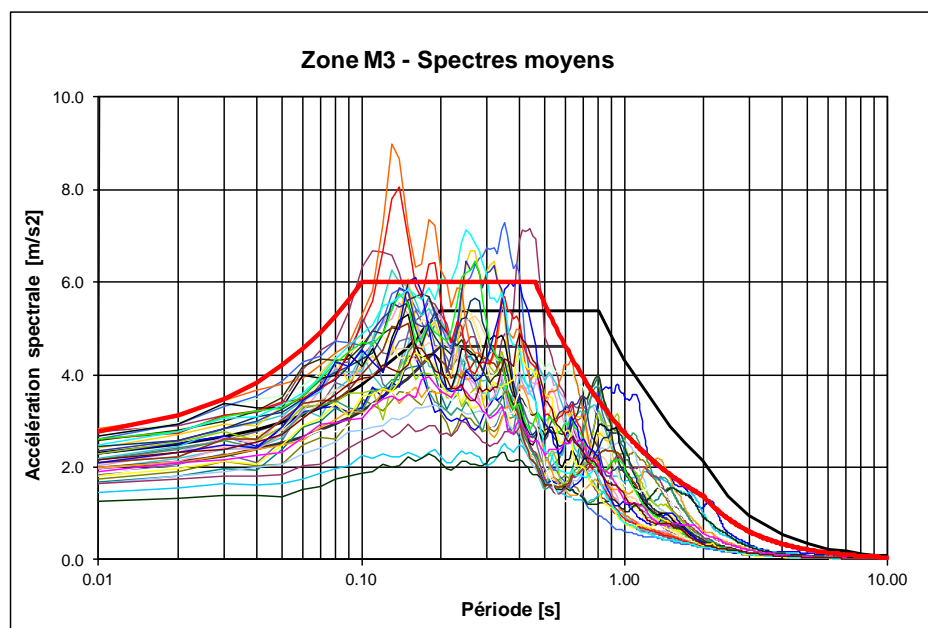


Figure 26 : Spectres de réponse élastiques (moyenne sur les six séismes d'input) de l'ensemble des résultats conduisant à la forme spectrale M3 (en rouge) ; en noir et gris, les spectres des classes de sol D et C, pour comparaison.

5.2 Spectres spécifiques proposés

La région de Martigny est ainsi divisée en trois microzones, caractérisées par les spectres M1 à M3. La figure 27 présente ces spectres, en comparaison avec les spectres des classes de sol C et D de la norme SIA 261. La carte indiquant la répartition géographique des secteurs d'application de ces spectres est présentée à l'Annexe E.

La définition des formes spectrales issues du microzonage se fait sur la base d'un jugement d'expert, de manière à couvrir les incertitudes des connaissances du site, sans pour autant en prendre l'enveloppe qui serait trop du côté de la sécurité. En particulier, les contraintes suivantes sont prises en compte pour déterminer ces formes spectrales :

- leur forme doit être similaire à celle des spectre de la norme ;
- à droite du plateau, le spectre proposé est tel qu'à chaque période, au maximum une courbe résultat ne le dépasse ;
- au niveau du plateau, plusieurs courbes peuvent dépasser le plateau, le jugement est moins strict dans ce domaine de période, étant donné qu'ici, un dépassement a des conséquences moins graves pour les structures ;
- les formes spectrales issues du microzonage doivent également être compatibles avec les méthodes de calculs classiquement utilisées par les ingénieurs en structures.

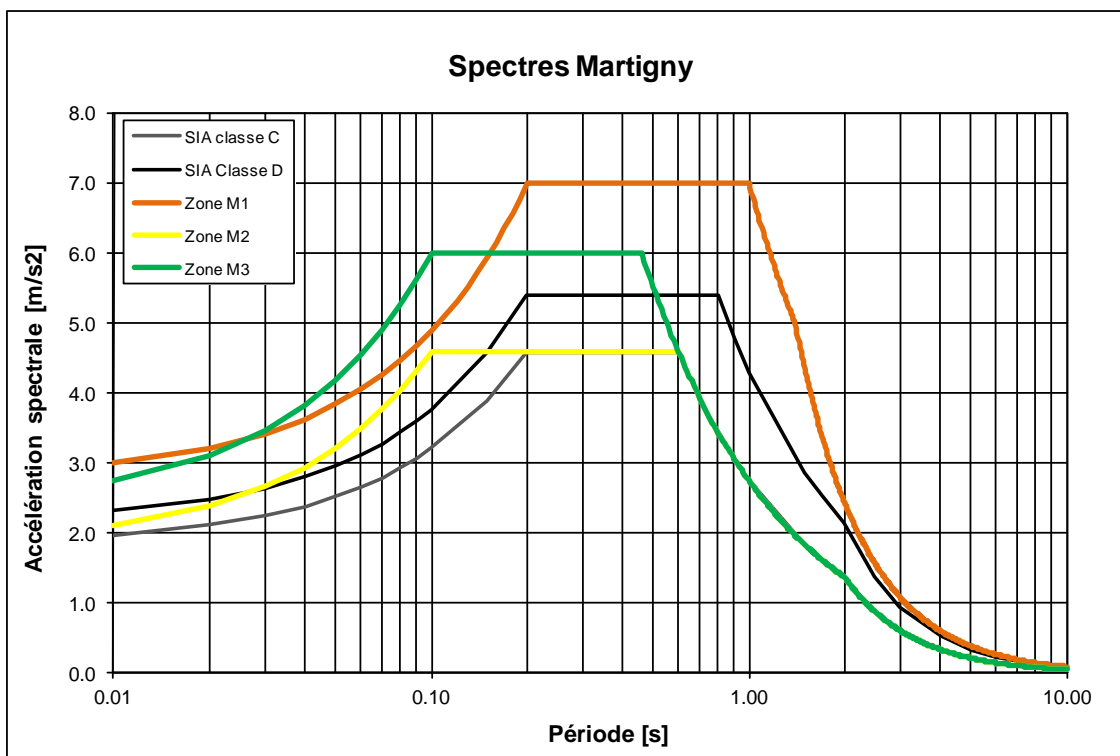


Figure 27 : Spectres de réponse élastiques proposés pour les trois microzones déterminées à l'issue du microzonage sismique spectral de Martigny (M1 à M3). Pour comparaison, spectres des classes de sol C et D selon la norme SIA 261.

Les trois spectres de réponse élastiques S_e , proposés pour le secteur de Martigny sont définis comme suit, en fonction de la gamme de période propre (T) considérée :

Spectre M1 :

- $T \leq 0.2 \text{ s}$ $S_e = 2.8 + 21.0 * T$ $[\text{m/s}^2]$
- $0.2 \text{ s} \leq T \leq 1.0 \text{ s}$ $S_e = 7.0$ $[\text{m/s}^2]$
- $1.0 \text{ s} \leq T \leq 1.4 \text{ s}$ $S_e = 7.0 / T$ $[\text{m/s}^2]$

$$- \quad T \geq 1.4 \text{ s} \quad S_e = 9.8 / T^2 \quad [\text{m/s}^2]$$

$$U_{gd} \approx 200 \text{ mm}$$

Spectre M2 :

$$- \quad T \leq 0.1 \text{ s} \quad S_e = 1.84 + 27.6 * T \quad [\text{m/s}^2]$$

$$- \quad 0.1 \text{ s} \leq T \leq 0.6 \text{ s} \quad S_e = 4.6 \quad [\text{m/s}^2]$$

$$- \quad 0.6 \text{ s} \leq T \leq 2.0 \text{ s} \quad S_e = 2.76 / T \quad [\text{m/s}^2]$$

$$- \quad T \geq 2.0 \text{ s} \quad S_e = 5.52 / T^2 \quad [\text{m/s}^2]$$

$$U_{gd} \approx 110 \text{ mm}$$

Spectre M3 :

$$- \quad T \leq 0.1 \text{ s} \quad S_e = 2.4 + 36.0 * T \quad [\text{m/s}^2]$$

$$- \quad 0.1 \text{ s} \leq T \leq 0.46 \text{ s} \quad S_e = 6.0 \quad [\text{m/s}^2]$$

$$- \quad 0.46 \text{ s} \leq T \leq 2.0 \text{ s} \quad S_e = 2.76 / T \quad [\text{m/s}^2]$$

$$- \quad T \geq 2.0 \text{ s} \quad S_e = 5.52 / T^2 \quad [\text{m/s}^2]$$

$$U_{gd} \approx 110 \text{ mm}$$

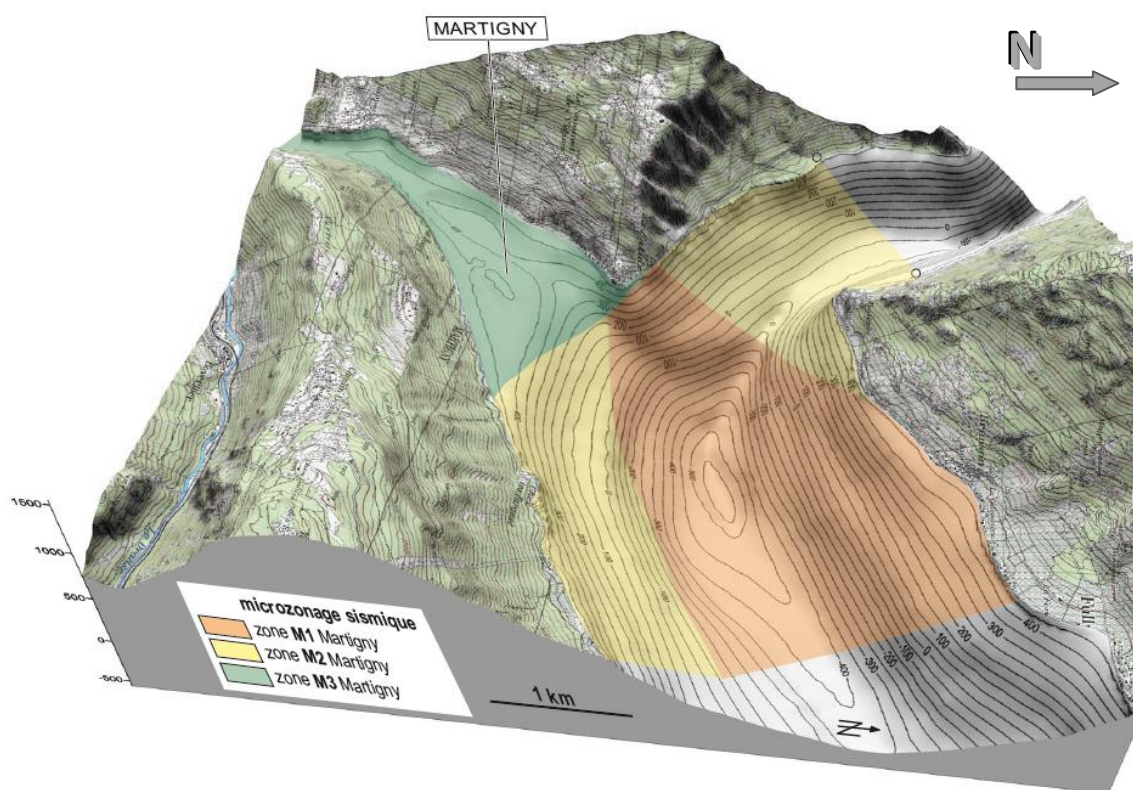


Figure 28: Position des trois microzones par rapport à la géométrie 3D du substratum rocheux.

La figure 28 montre la position des trois microzones ainsi définies, par rapport à la géométrie 3D du substratum rocheux. Cette représentation permet de voir que les résultats sont assez cohérents avec ce que l'on peut attendre des caractéristiques générales de la morphologie du substratum rocheux :

- la microzone M1 (en orange) correspond à la partie profonde du bassin (jusqu'à 1000 m de profondeur), caractérisée par une amplification forte dans le domaine de moyennes et longues périodes, avec notamment des phénomènes d'amplification 3D marqués ;
- la microzone M2 (en jaune) correspondant aux parties de profondeur intermédiaire du bassin (bordure SE et branche NW), avec une profondeur maximale d'environ 500 m, caractérisée par un spectre presque identique au spectre C de la norme SIA, sauf dans le domaine des courtes périodes ;
- la microzone M3 (en vert), correspondant à la partie peu profonde du bassin, 100 à 200 m au maximum, avec un spectre caractérisé par une amplification dans les moyennes à courtes périodes, liée au contraste de vitesse relativement élevé entre la base des dépôts meubles et le substratum rocheux.

Les spectres proposés s'appliquent aux mouvements horizontaux pour un taux d'amortissement relatif de 5 % de la valeur critique. Il est recommandé d'utiliser ces spectres à la place de ceux de la norme SIA 261, paragraphe 16.2.3.1, pour le contrôle ou le dimensionnement sismique des structures. Les spectres inélastiques peuvent être calculés en analogie avec les formules du paragraphe 16.2.4.1 de la norme SIA 261. En particulier, pour les bâtiments neufs, l'accélération spectrale minimale de dimensionnement, $0.1 \cdot \gamma_f \cdot a_{gd} / g$, doit être respectée.

En ce qui concerne les accélérations sismiques verticales, la norme SIA 261 préconise de prendre en compte les deux tiers du spectre proposé pour la direction horizontale. Cependant, dans le cas de structures pour lesquelles l'accélération verticale joue un rôle important, il est recommandé d'utiliser le spectre vertical spécifié dans l'Eurocode 8, chapitre 3.2.2.3.

Contrairement à la norme SIA 261, la période maximale de validité de la méthode des forces de remplacement est fixée à $T_{lim,MFR}$ telle que :

$$S_e(T_{lim,MFR}) \geq S_{e,plateau} / 4$$

Pour des périodes fondamentales plus longues, la méthode du spectre de réponse est nécessaire.

Enfin, pour le contrôle ou le dimensionnement des structures dans le domaine des longues périodes, en particulier les ponts, il convient de calculer U_{gd} de la manière suivante :

$$U_{gd} = S_{D,max} / 1.25$$

$S_{D,max}$ étant le déplacement spectral maximal constant dans le domaine des longues périodes. Cette approximation est conforme avec la norme SIA 261 et l'Eurocode 8.

Pour l'ensemble des spectres proposés, le déplacement spectral maximal constant est atteint à partir d'une période égale à 2 s ou moins (par exemple à 1.4 s pour le spectre M1). Ainsi, la valeur de $S_{D,max}$ peut être calculée, de façon pratique, pour $T = 2$ s comme suit :

$$S_{D,max} = S_e / \omega^2 \text{ (pour } T=2s) = S_{e(T=2s)} / \pi^2$$

$$\text{d'où } U_{gd} = S_{e(T=2s)} / (1.25 \pi^2)$$

Les valeurs de U_{gd} sont données à la fin de l'expression analytique de chaque spectre.

6. Conclusion

Les phénomènes d'amplification du mouvement sismique sur le secteur de Martigny ont pu être étudiés au moyen d'un ensemble de simulations 1D, 2D et 3D, grâce à un modèle 3D du substratum ainsi que six profils 2D établis au travers du secteur étudié. Les calculs ont été conduits à partir de six séismes d'input, choisis conformément à l'aléa sismique local pour le rocher "dur", communiqué par le Service sismologique suisse. Les spectres de réponse élastiques résultants des calculs 2D détaillés ont été multipliés par la fonction de correction déterminée pour tenir compte, de manière pragmatique, de la configuration 3D du site étudié. Les travaux de comparaison 3D / 2D menés à bien ont, en effet, montré une amplification d'un facteur 1.5 en moyenne, entre le 3D et le 2D, dans la gamme de période 0.2 à 1.0 s, dans la partie centrale profonde du bassin. Il s'agit d'ailleurs de la gamme de période la plus importante pour les bâtiments courants.

L'analyse des spectres de réponse élastiques obtenus à l'issue des simulations a permis de délimiter trois microzones auxquelles sont associés trois spectres de réponse spécifiques (M1 à M3). Ces spectres sont présentés sur la figure 27. Leur expression analytique est donnée au chapitre 5.2.

La carte indiquant la répartition géographique des secteurs d'application de ces spectres est présentée à l'Annexe E. Il est recommandé d'utiliser ces spectres à la place de ceux de la norme SIA 261, pour le contrôle ou le dimensionnement sismique des structures dans la région de Martigny. Les modalités d'utilisation de ces spectres par les ingénieurs sont précisées à la fin du chapitre 5.2.

7. Littérature

- Ambraseys N., J. Douglas, R. Sigbjörnsson, C. Berge-Thierry, P. Suhadolc, G. Costa and P. Smit (2004). European Strong-Motion Database, Volume 2. Contract GR/52114/01 (P), Engineering and Physical Science Research Council of the UK.
- Bard P.-Y. and M. Bouchon (1985). The two-dimensional resonance of sediment-filled valleys. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 75, No. 2, pp. 519-541.
- BRGM (1998-2013). *CyberQuake, User's Guide, Version 2.03*, BRGM, Orléans.
- Chaljub, E., Maufroy, E., Moczo, P., Kristek, J., Hollender, F., Bard, P.-Y., Priolo, E., Klin, P., De Martin, F., Zhang, Z., Zhang, W., and Chen, X. (2015). "3D numerical simulations of earthquake ground motion in sedimentary basins: testing accuracy through stringent models". *Geophys. J. Int.* 201(1), 90-111.
- Chaljub, E., C. Cornou and P.-Y. Bard (2009). "Numerical benchmark of 3D ground motion simulation in the valley of Grenoble, French Alps", *Proceedings of the Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Vol. 2, LCPC editions.
- Chavez-Garcia F.J. and E. Faccioli (2000). "Complex site effects and building codes: Making the leap". *Journal of Seismology*, 4: 23-40.
- De Martin, F., (2011). "Verification of a spectral-element method code for the Southern California Earthquake Center LOH.3 viscoelastic case", *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 101(6), 2855-2865.

- Faccioli, E., F. Maggio, R. Paolucci, and A. Quarteroni (1997). "2D and 3D elastic wave propagation by a pseudo-spectral domain decomposition method", *J. Seismol.* 1, 237–251.
- Gabriels P., R. Snider and G. Nolet (1987). In situ measurements of shear-wave velocity in sediments with higher-mode Rayleigh waves. *Geophys. Prospecting*, 35, 187-196.
- Ishibashi I. and X. Zhang (1993). Unified dynamic shear moduli and damping ratios of sand and clay. *Soils and Foundations*, Vol. 33, n° 1, 182-191.
- Komatitsch, D., and J. P. Vilotte (1998). "The spectral-element method: An efficient tool to simulate the seismic response of 2D and 3D geological structures", *Bull. Seismol. Soc. Am.* 88, 368–392.
- Maday, Y., and A. T. Patera (1989). Spectral element methods for the incompressible Navier–Stokes equations, in *State of the Art Survey in Computational Mechanics*, A. K. Noor and J. T. Oden (Editors), ASME, New York, 71–143.
- Maufroy, E., E. Chaljub, F. Hollender, J. Kristek, P. Moczo, P. Klin, E. Priolo, A. Iwaki, T. Iwata, V. Etienne, F. De Martin, N. Theodoulidis, M. Manakou, C. Guyonnet-Benaize, K. Ptilakis, and P.-Y. Bard (2015), "Earthquake ground motion in the Mygdonian basin, Greece: the E2VP verification and validation of 3D numerical simulation up to 4 Hz", *Bull. Seismol. Soc. Am.*, doi:10.1785/0120140228.
- Nakamura Y. (1989). A Method for Dynamic Characteristics Estimations of Subsurface Using Microtremors on the ground Surface, *QR RTRI*, 30, pp. 25-33.
- Norme SIA 261 (2014). Actions sur les structures porteuses. Société Suisse des Ingénieurs et Architectes, Zurich.
- Park C.B. (1998). SurfSeis, Multichannel Analysis of Surface Waves, Kansas Geological Survey, USA.
- Park C.B., R.D. Miller and J. Xia (1999). Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics*, v. 64, n. 3, pp. 800-808.
- Patera, A. T. (1984). "A spectral element method for fluid dynamics: Laminar flow in a channel expansion", *J. Comput. Phys.* 54, 468–488.
- Peter, D., D. Komatitsch, Y. Luo, R. Martin, N. Le Goff, E. Casarotti, P. Le Loher, F. Magnoni, Q. Liu, C. Blitz, T. Nissen-Meyer, P. Basini and J. Tromp, (2011). "Forward and adjoint simulations of seismic wave propagation on fully unstructured hexahedral meshes", *Geophys. J. Int.*, 186(2), 721–739.
- Poggi V., L. Ermert, J. Burjanek, C. Michel and D. Fäh (2015). "Modal analysis of 2-D sedimentary basin from frequency domain decomposition of ambient vibration array recordings". *Geophys. J. Int.* 200, 615–626 doi: 10.1093/gji/ggu420
- Roten, D. and D. Fäh (2007). A combined inversion of Rayleigh wave dispersion and 2-D resonance frequencies, *Geophys. J. Int.* 168, 1261-1275.
- Sabetta F. and A. Pugliese (1996). "Estimation of response spectra and simulation of non-stationary earthquake ground motions". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, pp. 337-352.
- Schnabel B., J. Lysmer and H.B. Seed (1972). SHAKE – a Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites, Report EERC, 72-12.
- Seed H.B., Idriss I.M., (1970). Soil moduli and damping factors for dynamic response analyses. Earthquake Engineering Research Center, Report No. EERC 70-10, University of California, Berkeley, California.
- Service sismologique Suisse, SED (2004). Seismic hazard assessment of Switzerland. <http://www.seismo.ethz.ch>
- SESAME (2004). Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations : measurements, processing and interpretation. Sesame European

research project. http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/Delivrables/Del-D23-HV_User_Guidelines.pdf

Vucetic M and R. Dobry (1991). Effect of soil plasticity on cyclic response. *Journal of Geotechnical Engineering*, Vol. 117, No. 1, pp. 89-107.

8. Glossaire

Accélération du sol : Modification cyclique de la vitesse du sol au cours d'un tremblement de terre. La valeur de l'accélération horizontale est en général plus élevée que celle de l'accélération verticale, et induit les plus grands dégâts aux constructions.

Accélérogramme : Mesure instrumentale d'un séisme, représentant la variation de l'accélération du sol en fonction du temps.

Aléa sismique : Défini à l'échelle régionale, il représente la probabilité qu'un événement d'une certaine intensité se produise selon une période de retour donnée. Il se calcule statistiquement sur la base de l'ensemble des tremblements de terre historiques répertoriés.

Angle d'incidence : L'angle d'incidence est l'angle entre la direction de propagation de l'onde sismique incidente et la normale à l'interface considérée, autrement dit, c'est avec lequel arrivent les ondes sismiques à la base des dépôts considérés.

Classe de sol de fondation : La norme SIA 261 définit six classes de sols de fondation représentatives des conditions géologiques rencontrées en Suisse.

Effet de site : Modification (amplification ou atténuation, allongement de la durée) du signal sismique incident due à une configuration géologique, topographique ou géométrique particulière.

Facteur de qualité Q_s : Mesure de l'atténuation des ondes S dans les terrains traversés.

Fonction d'amplification : Rapport entre le spectre de réponse obtenu en surface des dépôts et le spectre de réponse du séisme d'input pour un site rocheux de surface de référence.

Fréquence coin d'un séisme : Ordre de grandeur de l'inverse de la durée de la source, permettant d'évaluer la taille caractéristique de la source d'un séisme.

Fréquence fondamentale : Fréquence "naturelle", la plus basse, de vibration d'un sol ou d'une structure, à laquelle l'amplitude du mouvement est maximale.

Magnitude (de Richter) : Grandeur introduite en 1935 par C. F. Richter permettant de rendre compte de l'énergie libérée à la source (ou foyer) du séisme, par le biais d'une échelle logarithmique ouverte. Les valeurs usuelles varient le plus souvent de 1 à 9. Une augmentation d'une unité de l'échelle correspond à la libération d'environ 30 fois plus d'énergie.

Microzonage sismique spectral: Investigations destinée à quantifier l'effet de site local par le calcul de spectres de réponses spécifiques au site étudié. On distingue les études de site ponctuelles (appliquée à un site donné) des cartes de microzonage sismique spectral (appliquées à un secteur plus vaste).

Non-linéarité : La non-linéarité d'un matériau se réfère à sa capacité à être régi par une réponse constitutive non linéaire à une contrainte. Par exemple, au fur et à mesure que le taux de déformation s'accroît, la rigidité du sol se réduit tandis que l'amortissement devient plus important.

Ondes P : Les ondes P (ou de compression) sont caractérisées par une trajectoire des particules s'effectuant selon la même direction que la propagation de l'onde.

Ondes S : Les ondes S (ou de cisaillement) sont caractérisées par un mouvement des particules perpendiculaire à la direction de propagation.

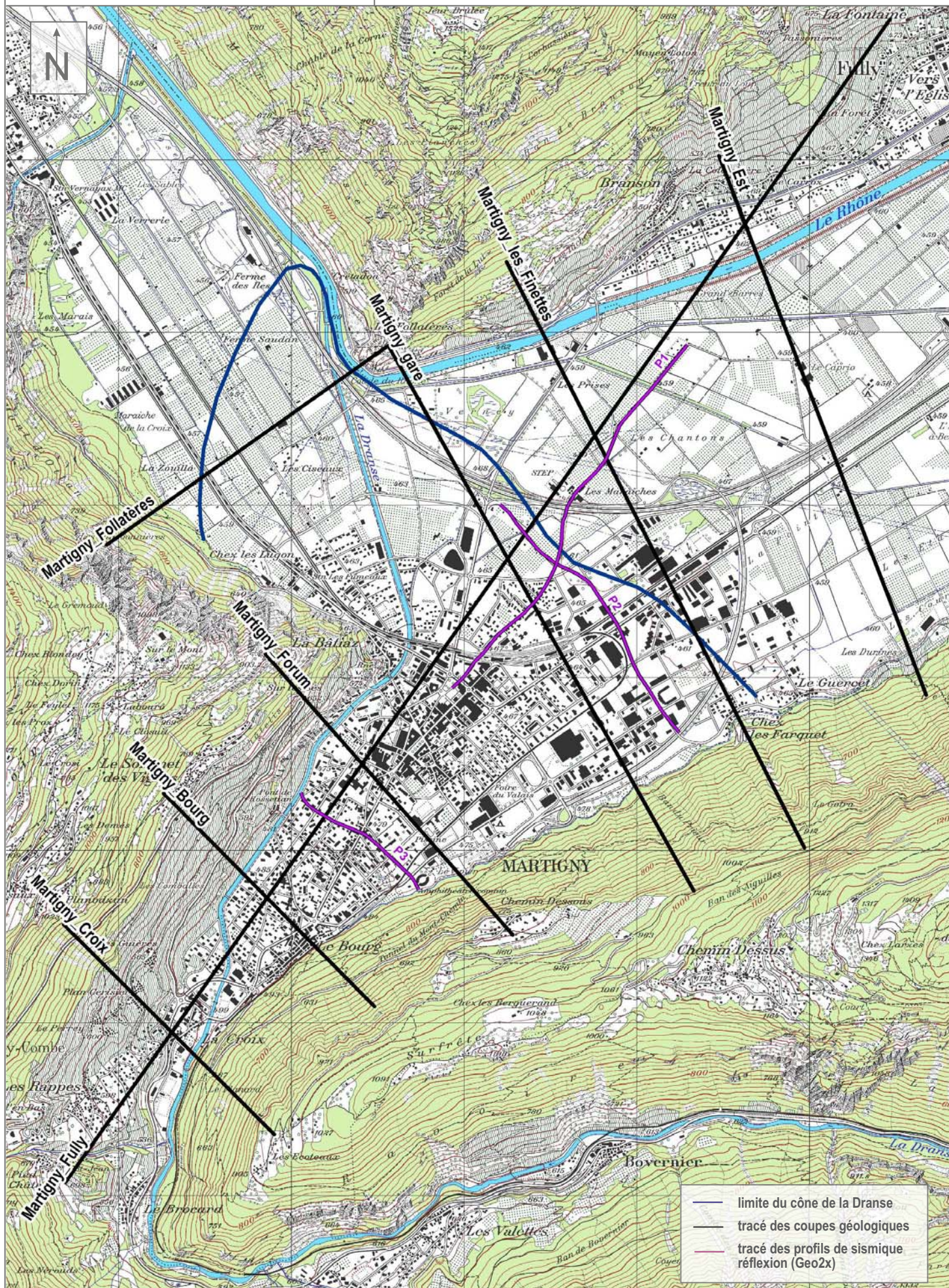
Période de retour : Intervalle de temps séparant deux événements sismiques d'intensité ou de magnitude similaire.

Profil de vitesse : Coupe verticale du sous-sol illustrant la variabilité de la valeur de la vitesse des ondes de cisaillement (ondes S) en fonction de la profondeur.

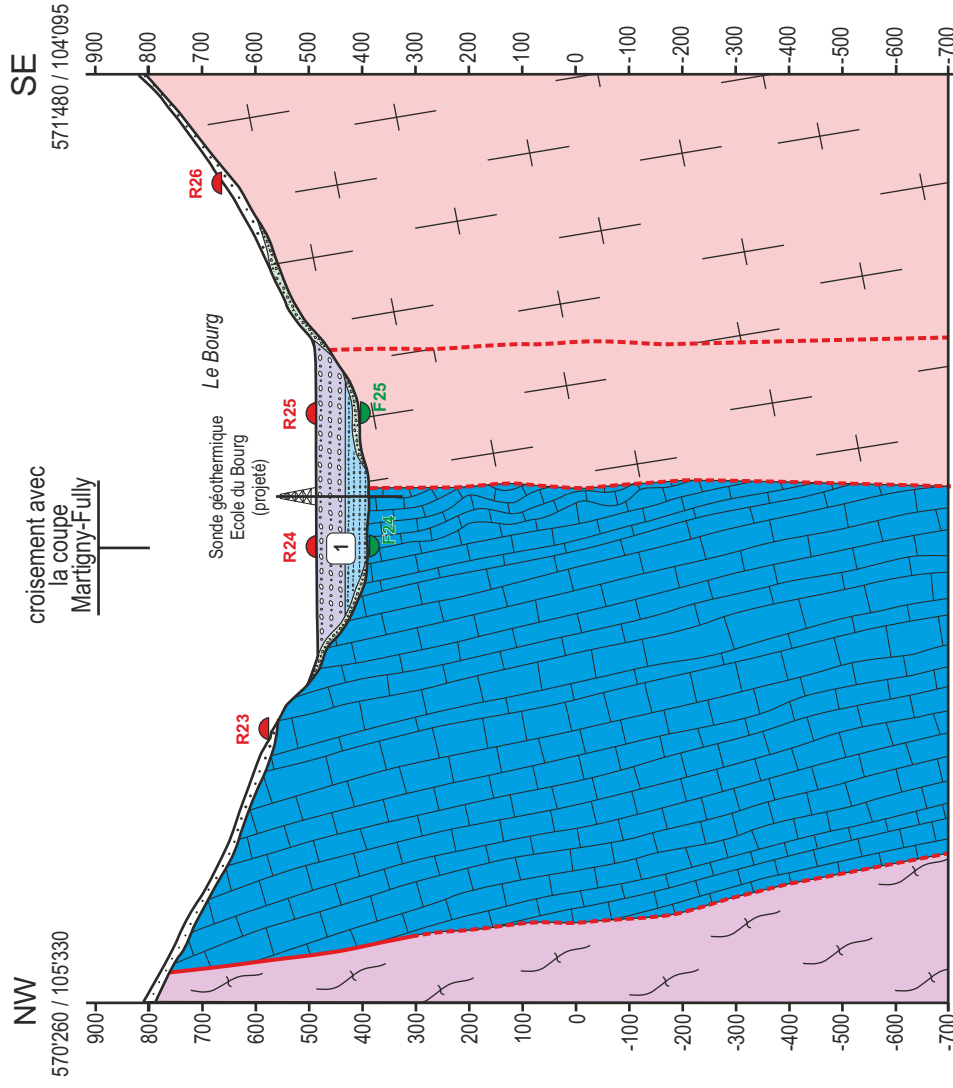
Signal sismique : Terme général englobant le contenu fréquentiel d'une onde sismique, son amplitude et sa durée.

Spectre de réponse : Graphique représentant l'accélération horizontale maximale d'un oscillateur simple, soumis à un accélérogramme particulier, en fonction de sa période propre.

Annexe A : Coupes géologiques 2D (Mario Sartori)



COUPE GÉOLOGIQUE «MARTIGNY-BOURG»



Légende

- Quaternaire**
- Moraine
 - Eboulis
 - Sable, gravier et limon (dépôts de cônes torrentiels des torrents latéraux)
 - Sable et gravier (alluvions du Rhône)
 - Sable et gravier limoneux (dépôts deltaïques du Rhône)
 - Sable et limon argileux (dépôts lacustres)
 - Sable et gravier limoneux (dépôts deltaïques des torrents latéraux)
 - Blocs, gravier et sable (dépôts torrentiels sous-glaciaires)
- Massif du Mont-Blanc interne**
- Granite, gneiss
- Massif du Mont-Blanc externe**
- Calcaire, schiste (racines de la Nappe de Morcles)
 - Granite, gneiss
- Massif des Aiguilles Rouges**
- Calcaire, dolomie, schiste (autochtone et parautochtone)
 - Gneiss
- Autres symboles :**
- Faïlle (observée, supposée)
 - Chevauchement (observée, supposée)

Vitesses sismiques supposées

Vitesses des ondes S
 1 vitesse moyenne 380 ms⁻¹

Récepteurs sismiques pour la modélisation 3D à la surface topographique au toit du substratum rocheux

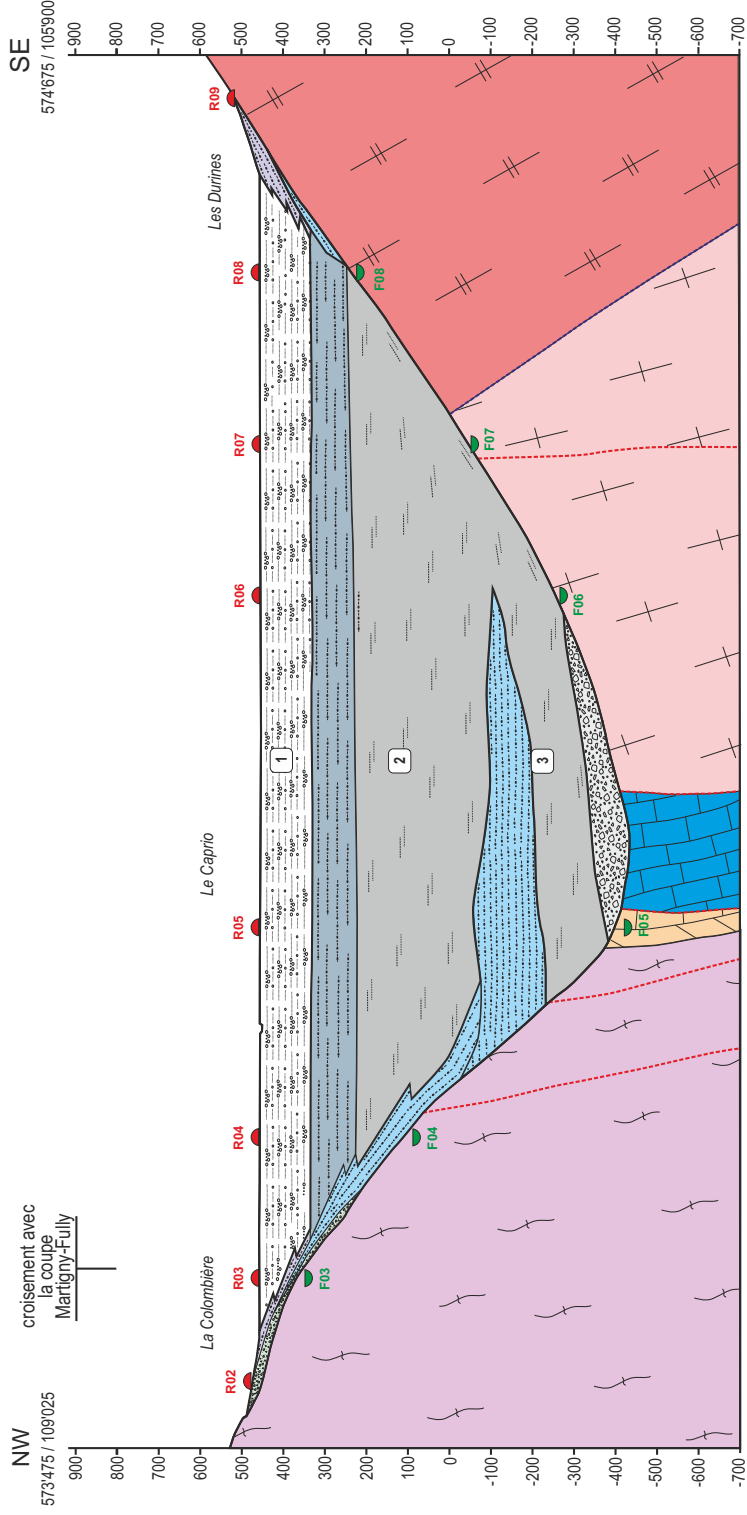


M. SARTORI / 17 juin 2014

1:10'000

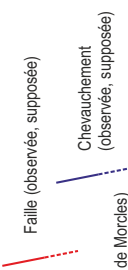
MARTIGNY: microzonage sismique

COUPE GÉOLOGIQUE «MARTIGNY-EST»



Légende

- Quaternaire
 - Moraine
 - Eboulis
 - Sable, gravier et limon (dépôts de cônes torrentiels des torrents latéraux)
 - Sable et gravier (alluvions du Rhône)
 - Sable et gravier limoneux (dépôts deltaïques du Rhône)
 - Sable et limon argileux (dépôts lacustres)
 - Sable et gravier limoneux (dépôts deltaïques des torrents latéraux)
 - Blocs, gravier et sable (dépôts torrentiels sous-glaciaires)
- Massif du Mont-Blanc interne
 - Granite, gneiss
- Massif du Mont-Blanc externe
 - Calcaire, schiste (racines de la Nappe de Morcles)
 - Granite, gneiss
- Massif des Aiguilles Rouges
 - Calcaire, dolomie, schiste (autochtone et parautochtone)
 - Gneiss



Vitesses sismiques supposées

- Vitesses des ondes S
- 1 vitesse moyenne 370 m/s⁻¹
- Vitesses des ondes P
- 2 vitesse moyenne (prof. 0-450m): 1800 m/s⁻¹
 - 3 vitesse moyenne (prof. 450-900m): 2000 m/s⁻¹

Récepteurs sismiques pour la modélisation 3D à la surface topographique en loi du substratum rocheux. P26

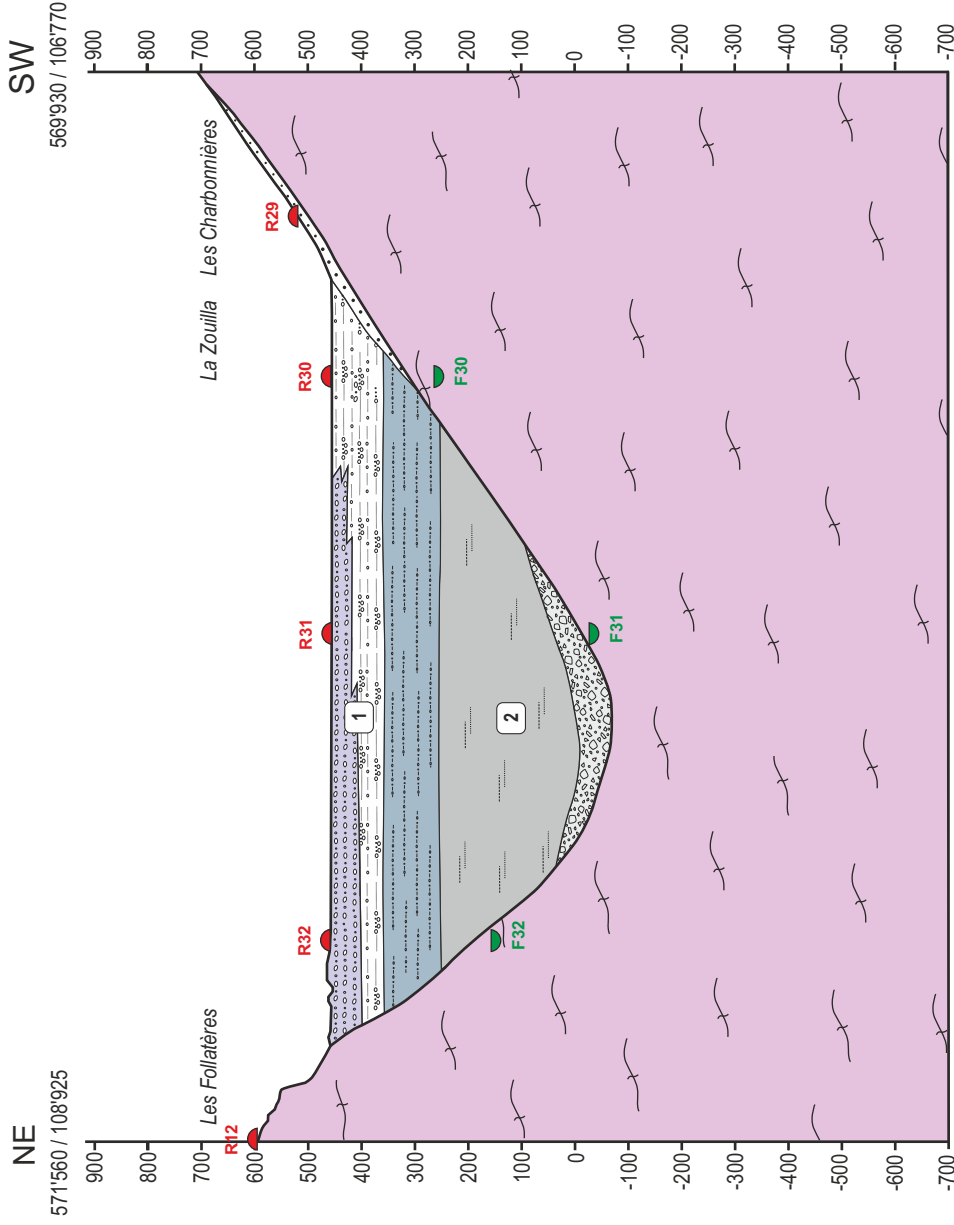


MARTIGNY: microzonage sismique

1:10'000

M. SARTORI / 17 juin 2014

COUPE GÉOLOGIQUE «MARTIGNY-FOLLATÈRES»



Légende

- Quaternaire**
- Moraine
 - Eboulis
 - Sable, gravier et limon (dépôts de cônes torrentiels des torrents latéraux)
 - Sable et gravier (alluvions du Rhône)
 - Sable et gravier limoneux (dépôts deltaïques du Rhône)
 - Sable et limon argileux (dépôts lacustres)
 - Sable et gravier limoneux (dépôts deltaïques des torrents latéraux)
 - Blocs, gravier et sable (dépôts torrentiels sous-glaciaires)
- Massif du Mont-Blanc interne**
- Granite, gneiss
- Massif du Mont-Blanc externe**
- Calcaire, schiste (racines de la Nappe de Morcles)
 - Granite, gneiss
- Massif des Aiguilles Rouges**
- Calcaire, dolomie, schiste (autochtone et parautochtone)
 - Gneiss
- Faïlle (observée, supposée)

Vitesses sismiques supposées

- Vitesses des ondes S
- 1) vitesse moyenne 380 ms⁻¹
- Vitesses des ondes P
- 2) vitesse moyenne (prof. 0-450m): 1800 ms⁻¹

Récepteurs sismiques pour la modélisation 3D à la surface topographique au toit du substratum rocheux

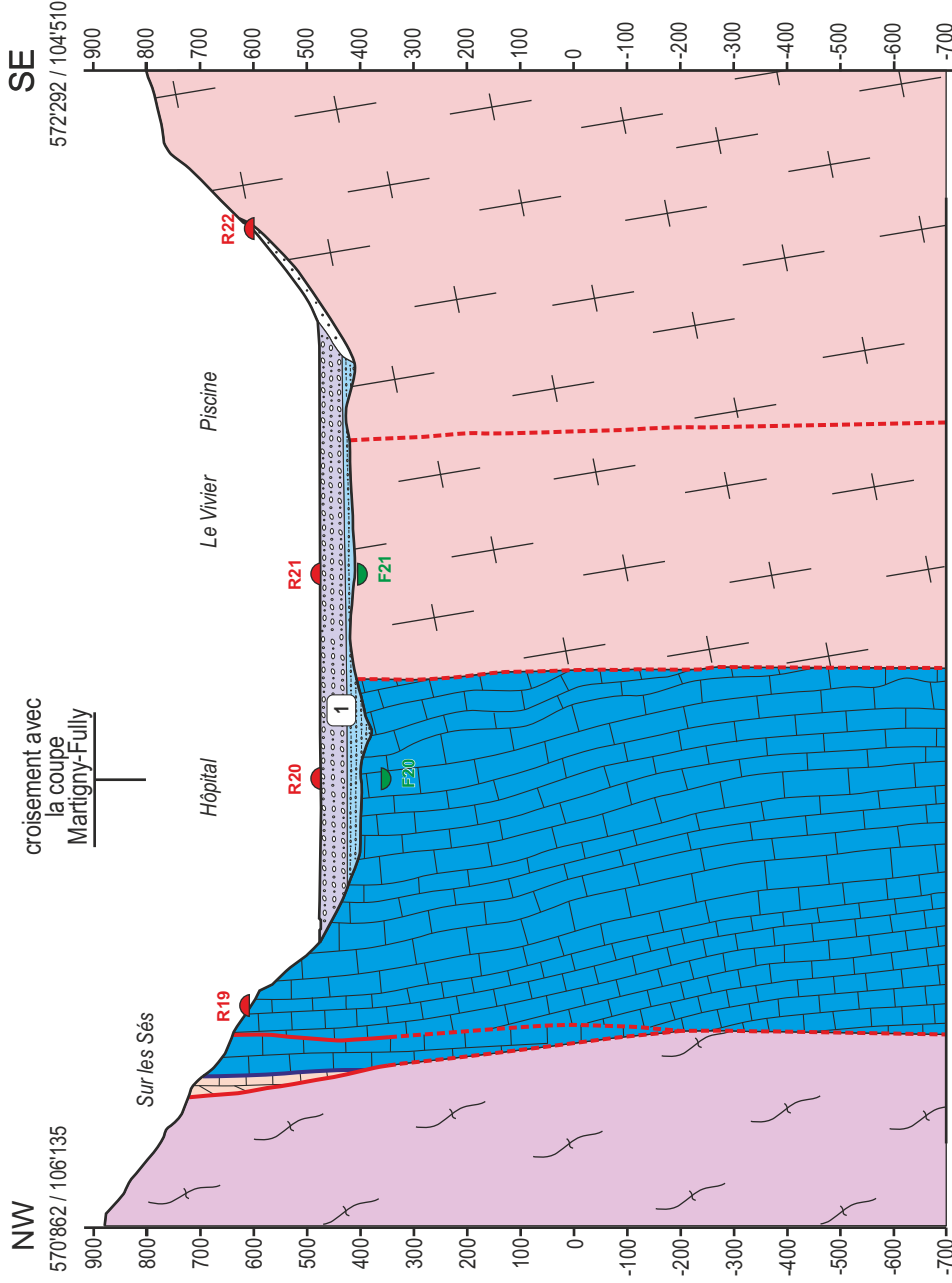


M. SARTORI / 17 juin 2014

1:10'000

MARTIGNY: microzonage sismique

COUPE GÉOLOGIQUE «MARTIGNY-FORUM»



Légende

- Quaternaire**
 - Moraine
 - Eboulis
 - Sable, gravier et limon (dépôts de cônes torrentiels des torrents latéraux)
 - Sable et gravier (alluvions du Rhône)
 - Sable et gravier limoneux (dépôts deltaïques du Rhône)
 - Sable et limon argileux (dépôts lacustres)
 - Sable et gravier limoneux (dépôts deltaïques des torrents latéraux)
 - Blocs, gravier et sable (dépôts torrentiels sous-glaciaires)
 - Massif du Mont-Blanc interne**
 - Granite, gneiss
 - Massif du Mont-Blanc externe**
 - Calcaire, schiste (racines de la Nappe de Morcles)
 - Granite, gneiss
 - Massif des Aiguilles Rouges**
 - Calcaire, dolomie, schiste (autochtone et parautochtone)
 - Gneiss
- Faille (observée, supposée)
— Chevauchement (observée, supposée)

Vitesses sismiques supposées

Vitesses des ondes S
 1 vitesse moyenne 380 ms⁻¹

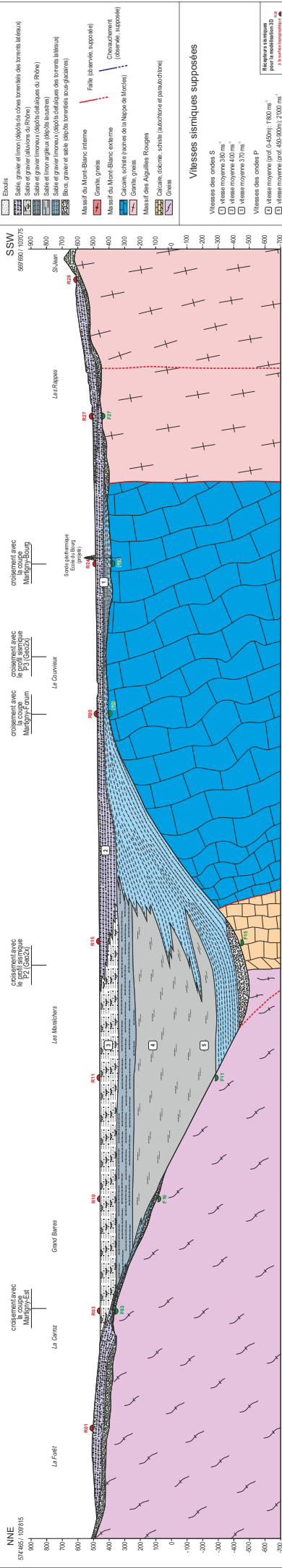
Récepteurs sismiques pour la modélisation 3D à la surface topographique au toit du substratum rocheux



MARTIGNY: microzonage sismique 1:10'000

M. SARTORI / 17 juin 2014

COUPE GÉOLOGIQUE «MARTIGNY-FULLY»



Légende

Quaternaire
 Moraine
 Eboulis
 Sables et graviers (alluvions de la Rivière)
 Sables et graviers fins (dépôts colluviaux de la Rivière)
 Sables et graviers fins (dépôts colluviaux des terrasses latérales)
 Blocs, graviers, sables (dépôts terrassés sous-glaciaires)

Massif du Mont-Blanc interne
 Grès, gneiss
 Massif du Mont-Blanc externe
 Calcaire, schiste (pentes de la Nappe de Morcles)
 Grès, gneiss
 Massif des Aquilles Rouges
 Calcaire, schiste, sables (anticlinal et parautochtone)
 Crés

Faille (observée, supposée)
 Crêchement (observé, supposé)

Vitesses sismiques supposées

Vitesses des ondes S
 □ vitesse moyenne 330 m/s
 □ vitesse moyenne 410 m/s
 □ vitesse moyenne 210 m/s

Vitesses des ondes P
 □ vitesse moyenne (prof. 0-40m) 1500 m/s
 □ vitesse moyenne (prof. 450-600m) 2300 m/s

Échelle 1:10000

M. SARTORI / 17 Juin 2014

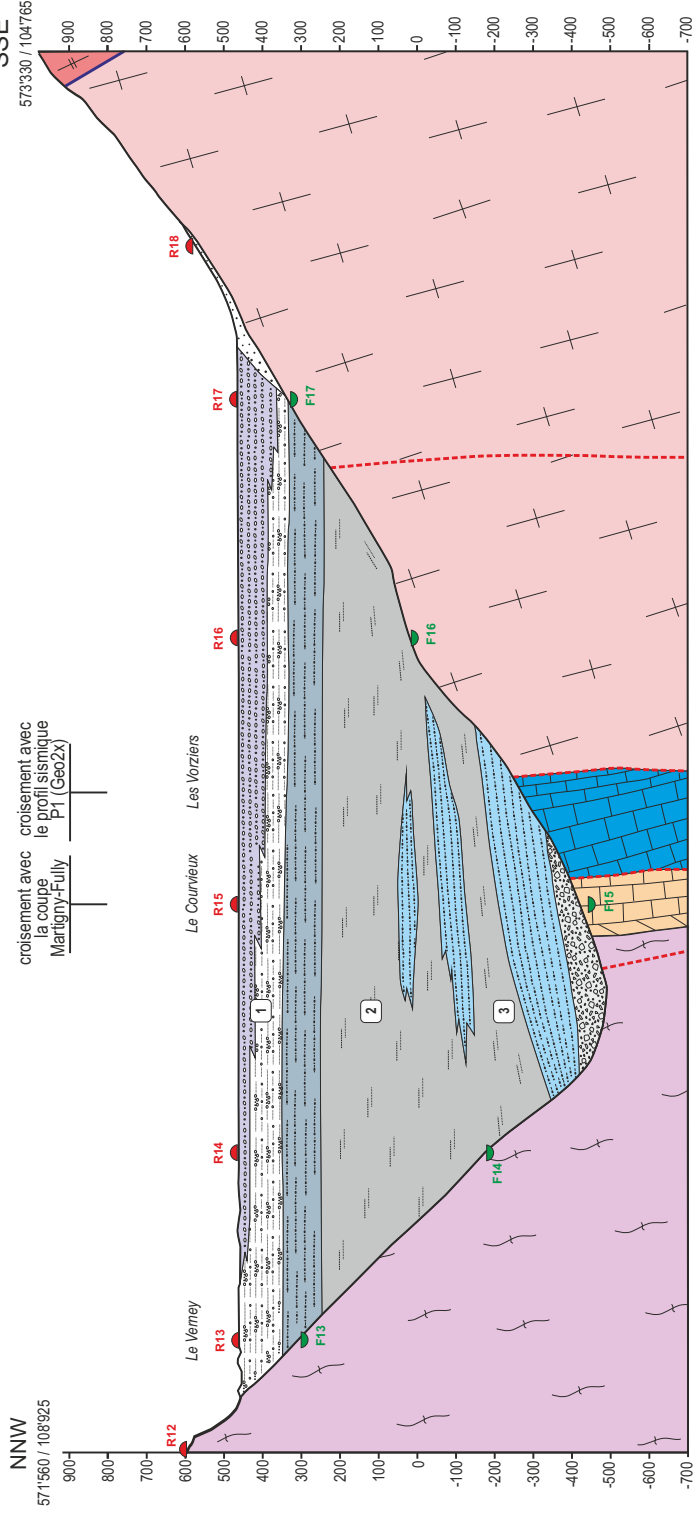
MARTIGNY: microzonage sismique

1:10000

Logos: creap, IMA, IMA RTN, IMA RTN

Planche à l'échelle pour la microzonation sismique

COUPE GÉOLOGIQUE «MARTIGNY-GARE»



Légende

- Quaternaire**
- Moraine
 - Ebouillis
 - Sable, gravier et limon (dépôts de cônes torrentiels des torrents latéraux)
 - Sable et gravier (alluvions du Rhône)
 - Sable et gravier limoneux (dépôts deltaïques du Rhône)
 - Sable et limon argileux (dépôts lacustres)
 - Sable et gravier limoneux (dépôts deltaïques des torrents latéraux)
 - Blocs, gravier et sable (dépôts torrentiels sous-glaciaires)
- Massif du Mont-Blanc interne**
- Faille (observée, supposée)
 - Granite, gneiss
- Massif du Mont-Blanc externe**
- Chevauchement (observée, supposée)
 - Calcaire, schiste (racines de la Nappe de Morcles)
 - Granite, gneiss
- Massif des Aiguilles Rouges**
- Calcaire, dolomie, schiste (autochtone et parautochtone)
 - Gneiss

Vitesses sismiques supposées

- Vitesses des ondes S**
- 1 vitesse moyenne 380 ms⁻¹
- Vitesses des ondes P**
- 2 vitesse moyenne (prof. 0-450m): 1800 ms⁻¹
 - 3 vitesse moyenne (prof. 450-900m): 2000 ms⁻¹

Récepteurs sismiques pour la modélisation 3D à la surface topographique au bit du substratum rocheux



MARTIGNY: microzonage sismique

1:10'000

M. SARTORI / 17 juin 2014

Annexe B : Rapport de mesures MASW (Geo2X)

Rapport d'acquisition de profils MASW

Commune de Martigny (VS)



12 juin 2014

Geo2X
Geophysics & Geology

Geo2X SA

Rue du Centre 6

CH-1377 Oulens-sous-Echallens

Switzerland

Tel/fax +41 21 881 48 00

info@geo2x.com

Table des matières

5.1	Qualité des données.....	7
5.2	Paramètres des données	8
5.3	Conclusions.....	8

Liste des figures

Figure 1	Source d'énergie: drop weight 400 kg	1
Figure 2:	Situation générale des reconnaissances géophysiques	3
Figure 3:	Situation des points de tir	6
Figure 4:	Exemple d'enregistrement sur le profil 2014-Martigny-P1. Enregistrement dans la plaine agricole.....	7

Liste des tableaux

Tableau 2:	Récapitulatif du déroulement de la mission sismique	4
Tableau 1:	Récapitulatif des travaux effectués.....	5
Tableau 5:	Paramètres d'acquisition	8

1 Introduction

La société Geo2X SA a réalisé trois profils de sismique réflexion pour le compte du CREALP (Centre de Recherche sur l'Environnement Alpin) ainsi que l'enregistrement de profils MASW pour le bureau Résonance Ingénieurs-Conseils SA. L'acquisition s'est déroulée en février 2014 sur le territoire de la commune de Martigny en Valais. Le Tableau 11 ci-dessous présente les travaux effectués.

Les profils ont été enregistrés sur 96 géophones avec une intertrace fixée à 5 mètres et un tir au niveau de du premier et dernier géophone. Une chute de poids de 400kg, énergie équivalente de 8000J, a été employée comme source d'énergie. Ce niveau d'énergie est suffisant pour garantir les éléments suivants :

- Rapport signal/bruit optimal en milieu urbain
- Profondeur d'investigation correspondant au cahier des charges de l'étude
- Travail sans risque en milieu urbain (à la différence, par exemple, de l'explosif)



Figure 1 Source d'énergie: drop weight 400 kg

2 Objectifs de l'étude

Le but de cette campagne géophysique est de déterminer les vitesses sismiques sur des sites représentatifs des lithologies du territoire la commune de Martigny

La connaissance de ces éléments est nécessaire à l'élaboration de carte de risques sismiques.



Figure 2: Situation générale de l'étude géophysique

3 Déroulement de la mission

L'ensemble de la mission s'est déroulée dans des conditions météorologiques variables et relativement tempérées pour la saison. La pluie et la neige ont empêché le bon déroulement des acquisitions en fin de journée du 13 février 2014 sans toutefois impacter le planning général des travaux.

Tableau 1: Récapitulatif du déroulement de la mission sismique

Date	Réalisation
11-12 février 2014	Enregistrement du profil 2014-Martigny-P1
13-14 février 2014	Enregistrement du profil 2014-Martigny-P2
17 février 2014	Enregistrement du profil 2014-Martigny-P3

4 Incidents

Aucun incident n'est à déplorer. Il est à noter que les conditions du sol ont permis au tracteur portant la source sismique de travailler sans dégâts aux cultures dans les rares parcelles traversées.

5 Topographie

Le positionnement des géophones et des tirs a été effectué avec un DGPS GeoExplorer XH de Trimble. Ce matériel permet une précision décimétrique avec des corrections DGPS fournies en continu via le réseau téléphonique.

Le terrain étant essentiellement plat et dégagé, aucune difficulté n'a été rencontrée lors des mesures DPGS et une bonne homogénéité de la précision des mesures peut être garantie. Un contrôle de qualité des mesures a été fait dans un logiciel SIG par superposition sur les images aériennes.

L'ensemble des coordonnées métriques sont calculées dans le système de projection CH 1903+

Profil 1	X	Y	Z
Tirs 1: 1001 à 1003	573291.5	107927.8	459.3
Geophone 1001	573292.5	107926.5	459.1
Geophone 1096	572988.7	107568.7	458.4
Profil 2			
Tirs 2: 2415 et 2416	571930.8	105942.4	468.1
Geophone 1385	572334.1	106361.3	463.8
Geophone 1504	571928.9	105944.9	468.3
Profil 3			
Tirs 3: 30001-3	571057.2	105327.9	479.4
Geophone 30001	571057.2	105328.8	479.4
Geophone 30096	571436.7	105097.0	478.5
Tirs 4: 30562-4	571727.9	104783.1	478.2
Geophone 30097	571441.3	105097.7	478.4
Geophone 30192	571738.5	104766.0	481.9

Les tirs 30562-4 ne sont pas sur le géophone 96 mais sur le 92

Tableau 2: Récapitulatif des travaux effectués

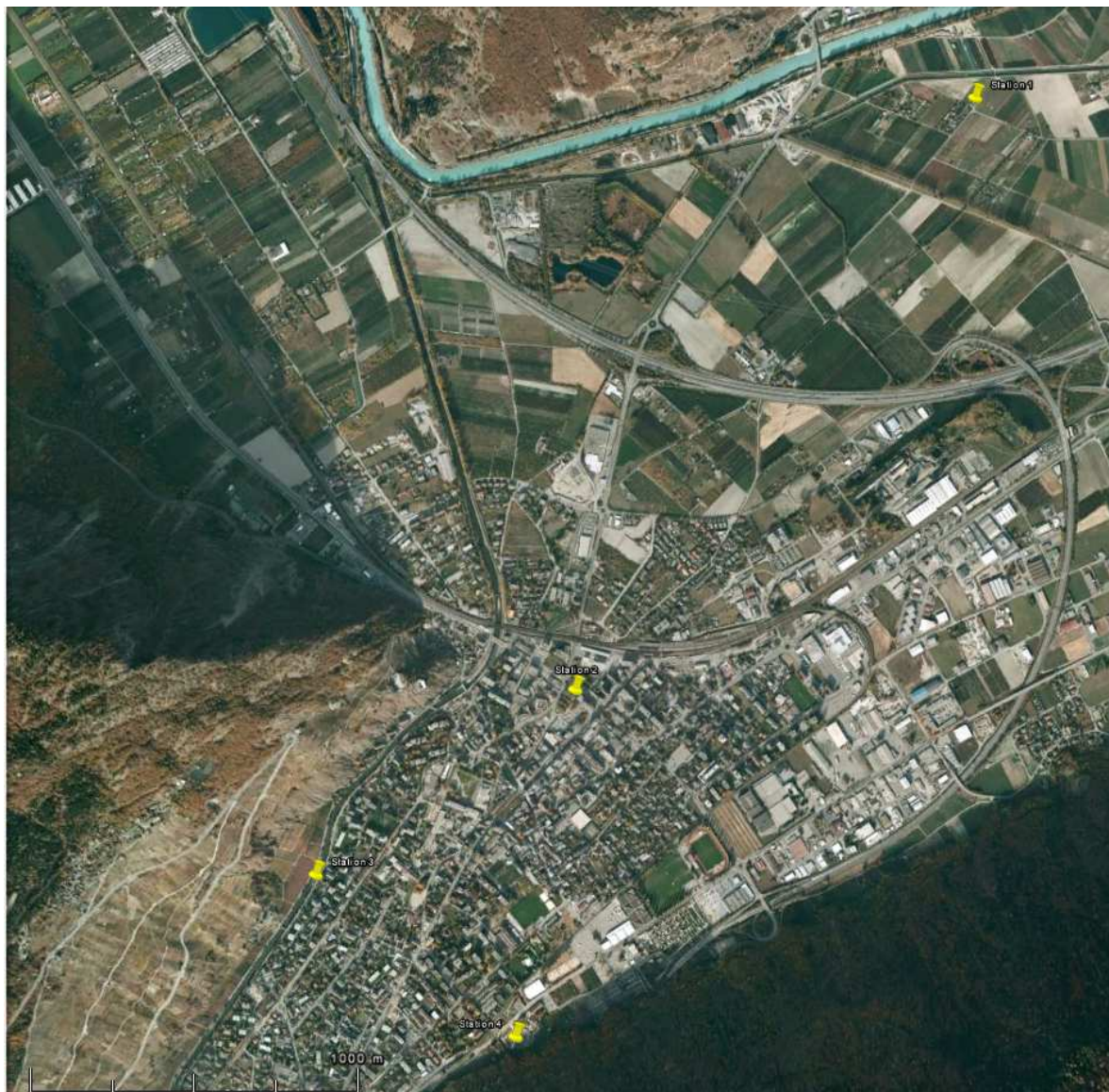


Figure 3: Situation des points de tir

5.1 Qualité des données

La qualité des tirs est généralement bonne même si un niveau de bruit très élevé apparaît parfois sur les traces lointaines en raison de l'activité humaine (trafic routier, ferroviaire et aérien, travaux en ville de Martigny, industries et piétons).

Les traces jouxtant immédiatement l'autoroute et les voies de chemins de fer présentent un niveau de bruit plus important.

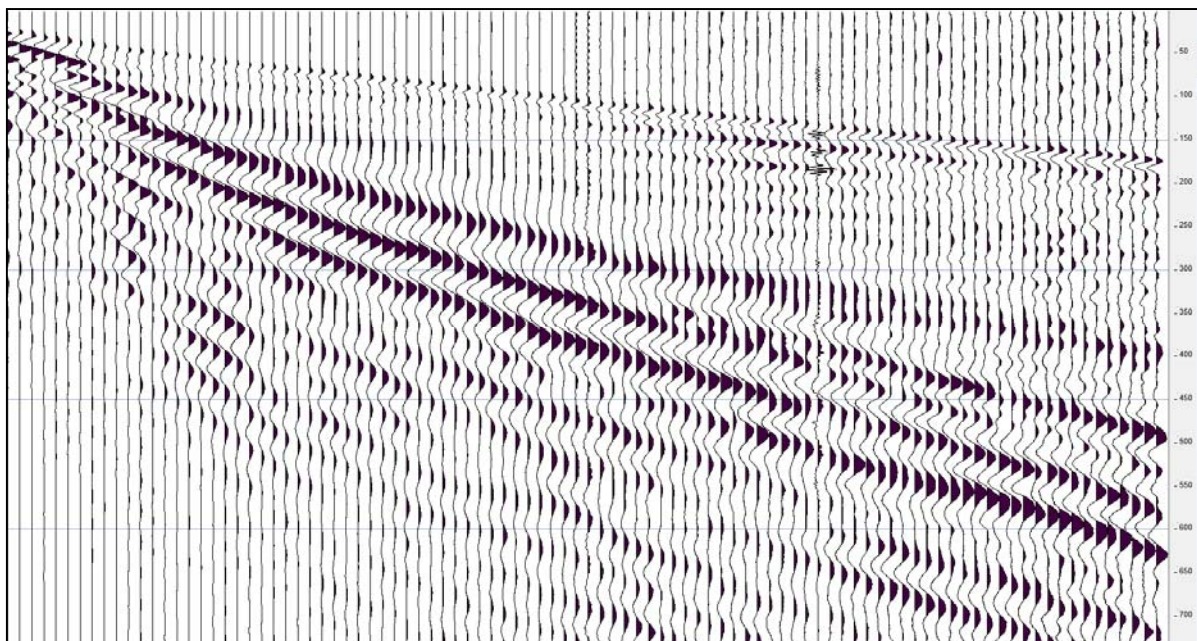


Figure 4: Exemple d'enregistrement n°2014 sur le profil P1.

Enregistrement dans la plaine agricole

5.2 Paramètres des données

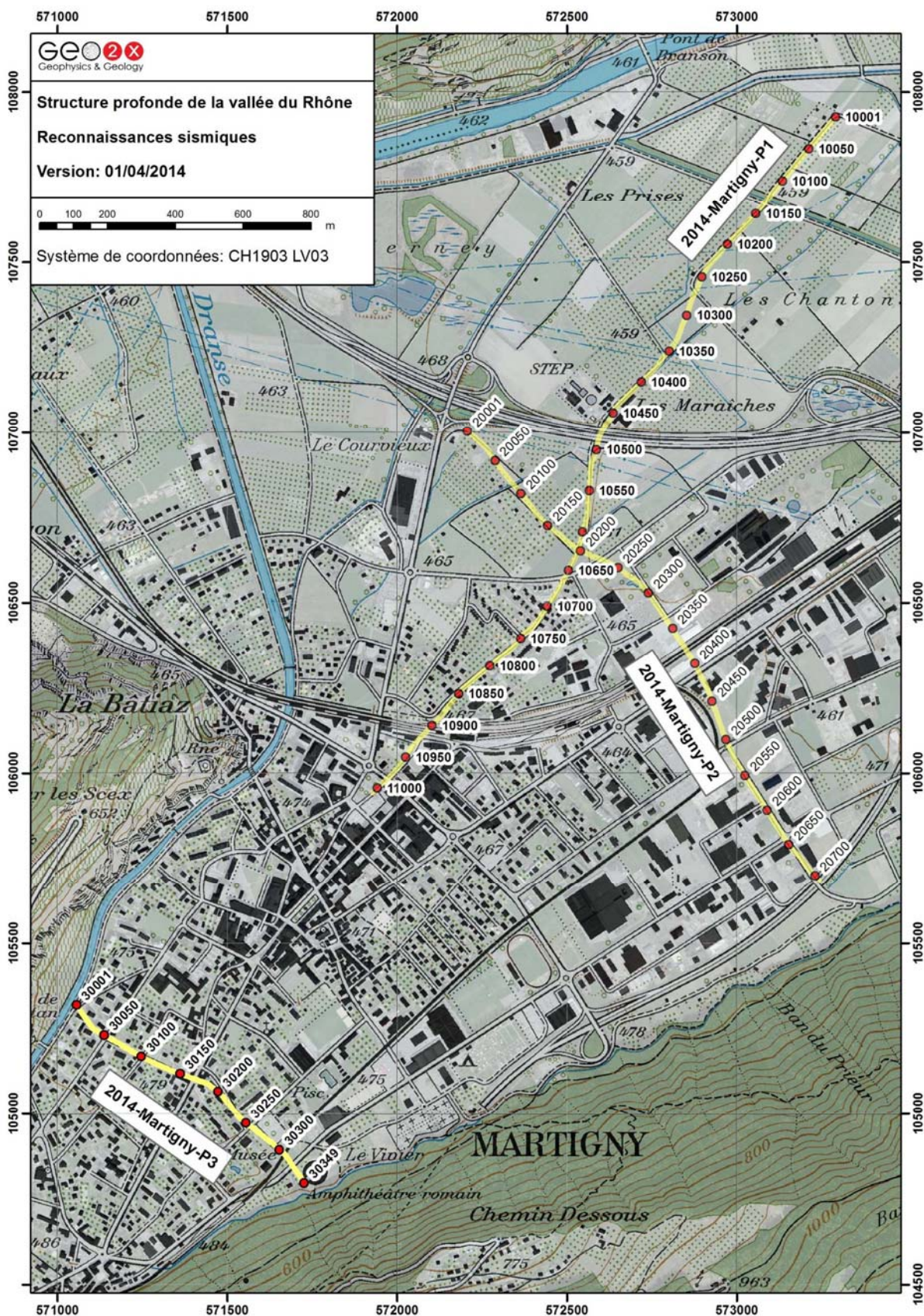
Intertrace	5 mètres
Traces actives	96
Source	Chute de poids 8000 Joules
Echantillonnage	0.500 ms
Géophones	4.5 Hz single
Longueur d'enregistrement	2 secondes
Format des données	SEG2

Tableau 3: Paramètres d'acquisition

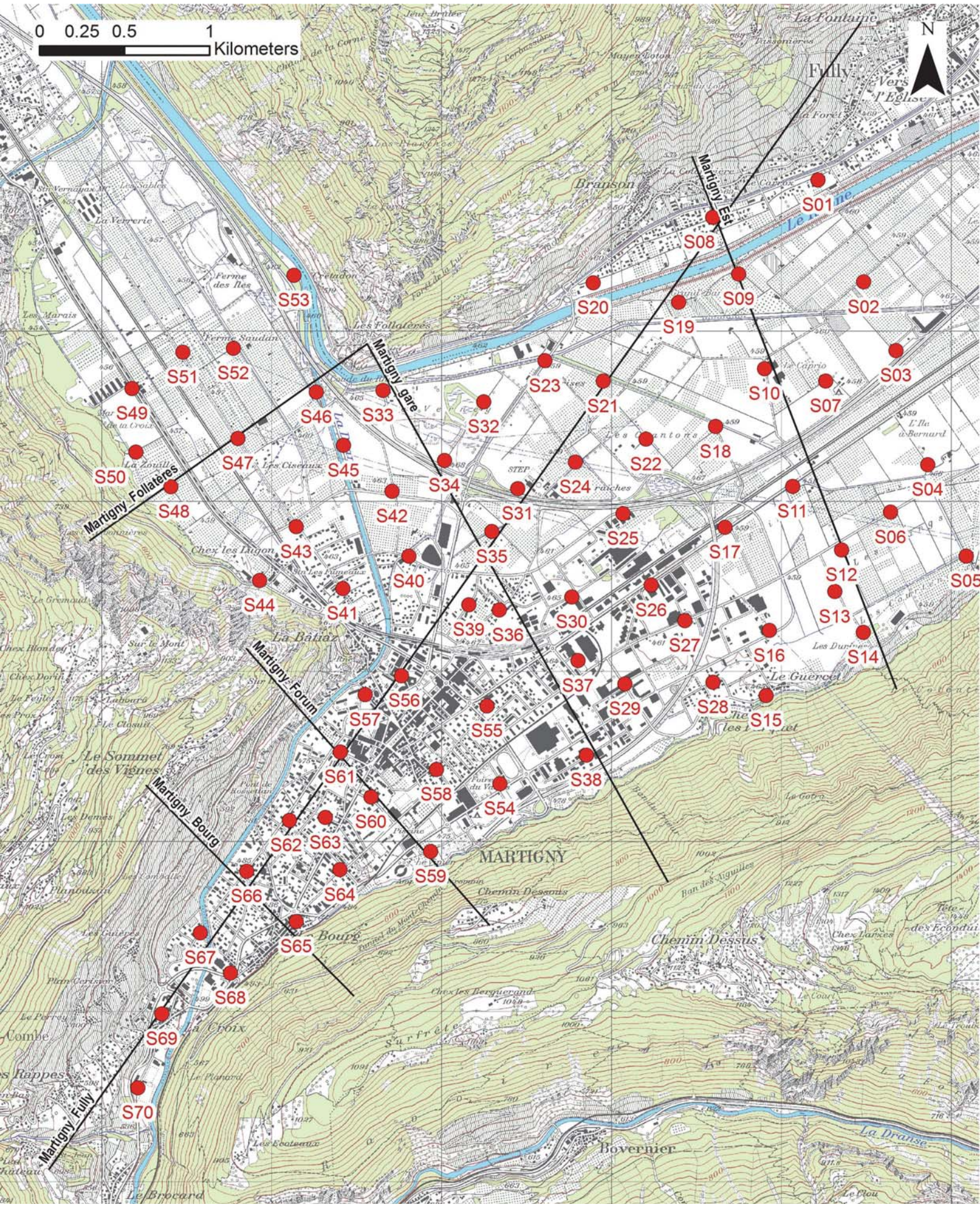
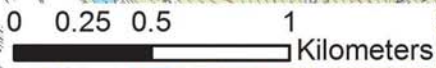
5.3 Conclusions

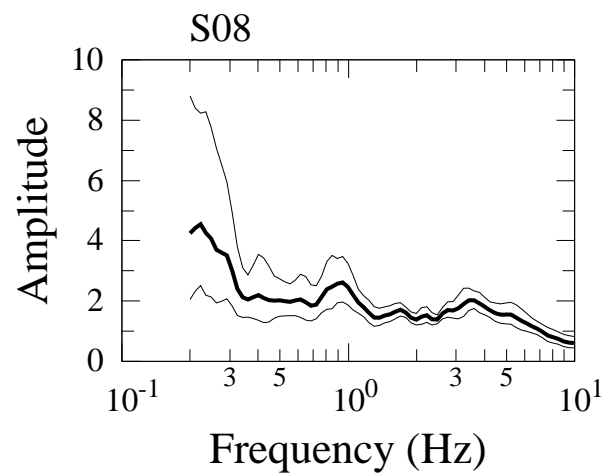
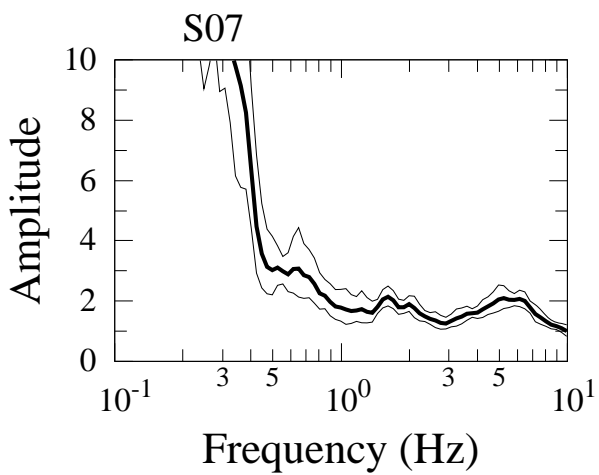
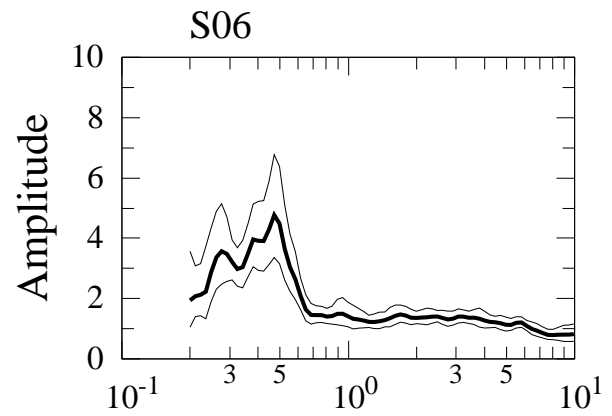
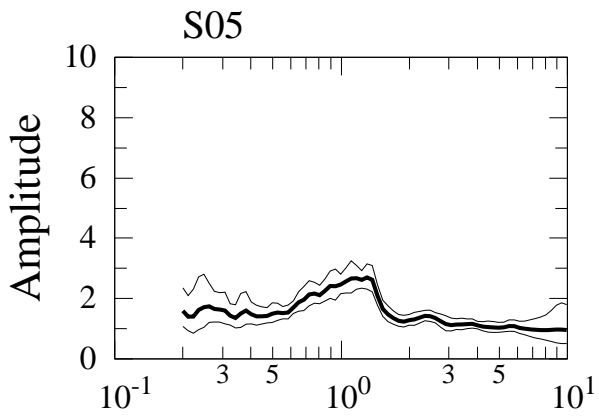
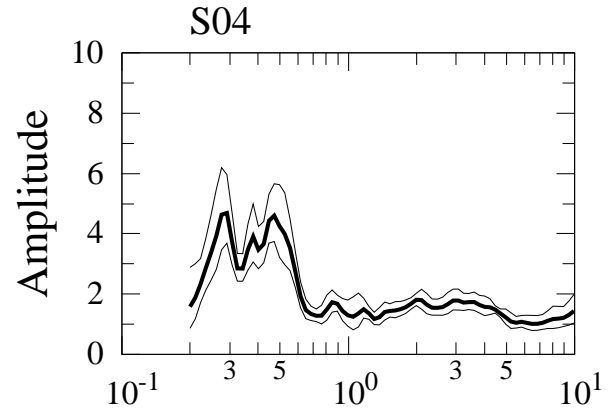
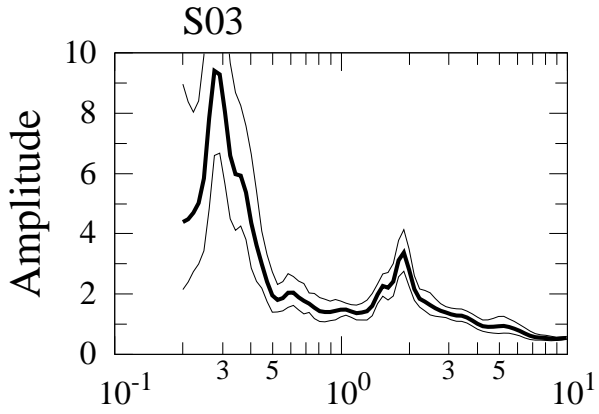
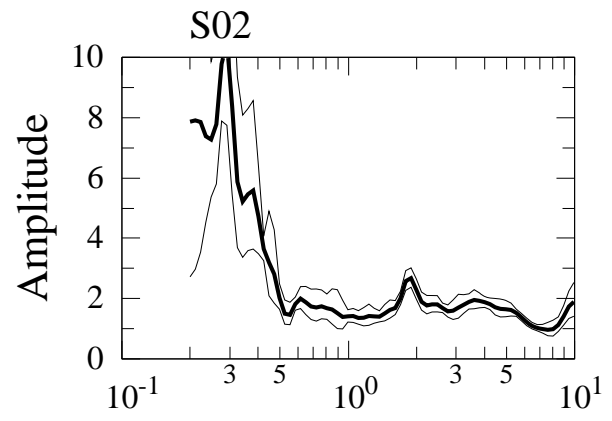
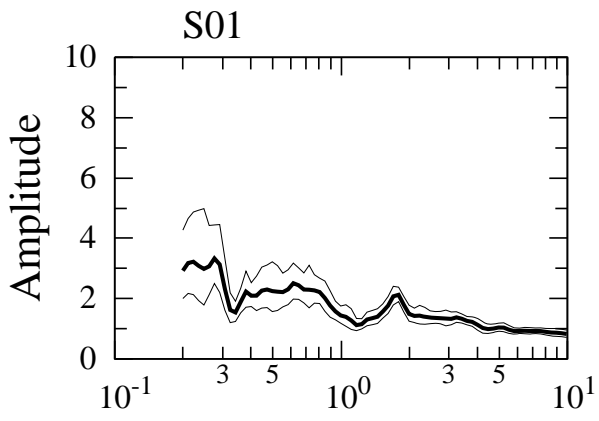
Le but de cette campagne géophysique était d'enregistrer, le long de profils sismiques réfraction, des bases sismiques pour l'étude des ondes de surface afin de produire une carte des aléas sismiques.

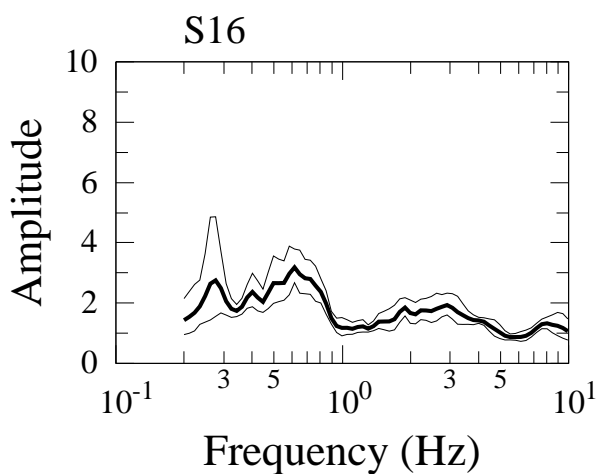
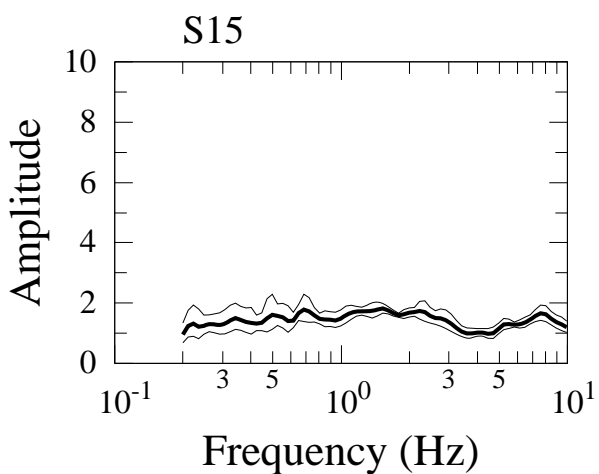
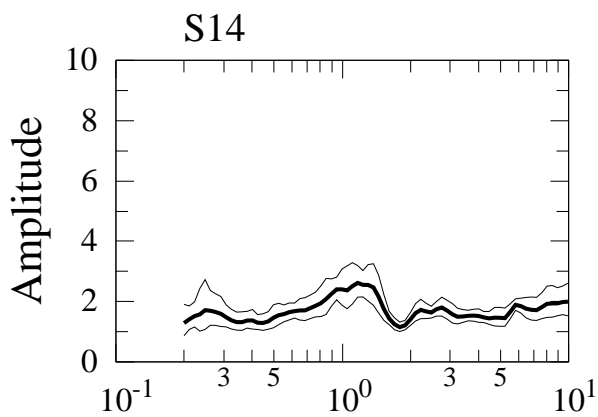
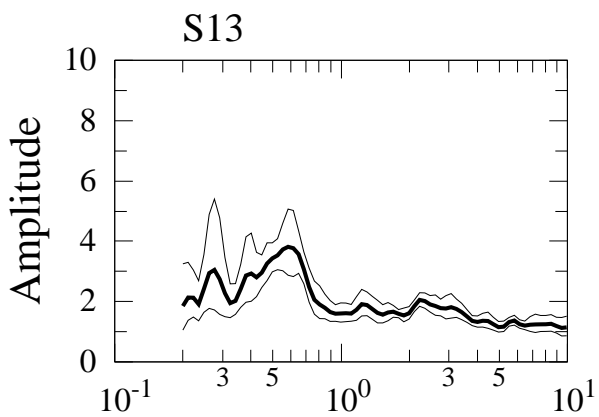
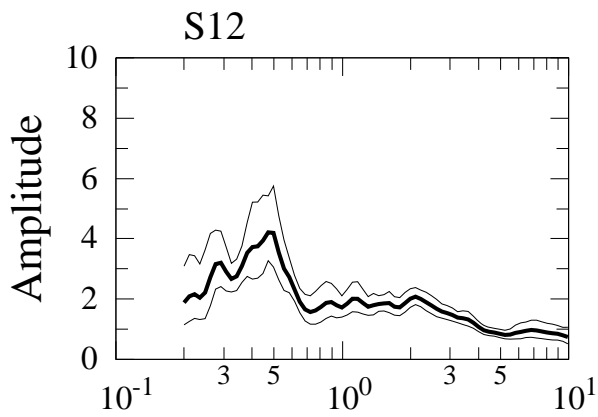
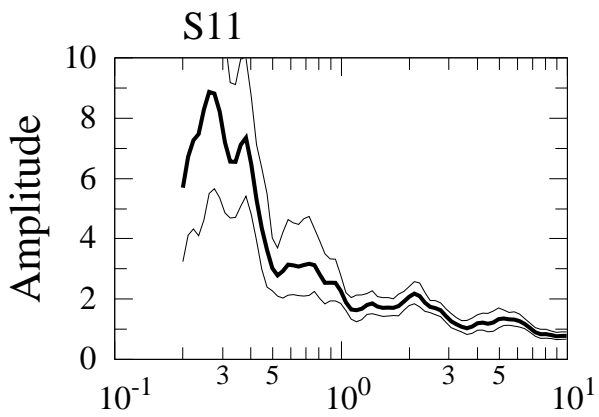
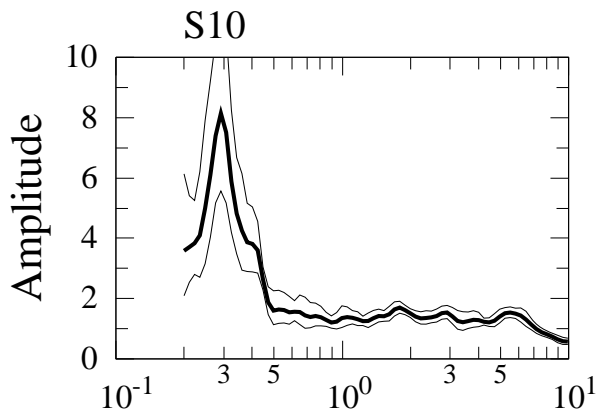
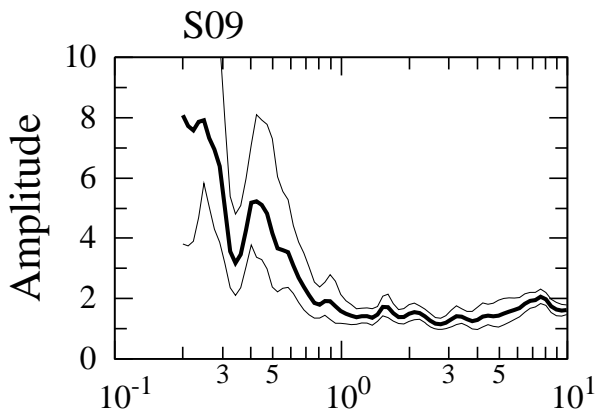
I. Carte de l'acquisition sismique

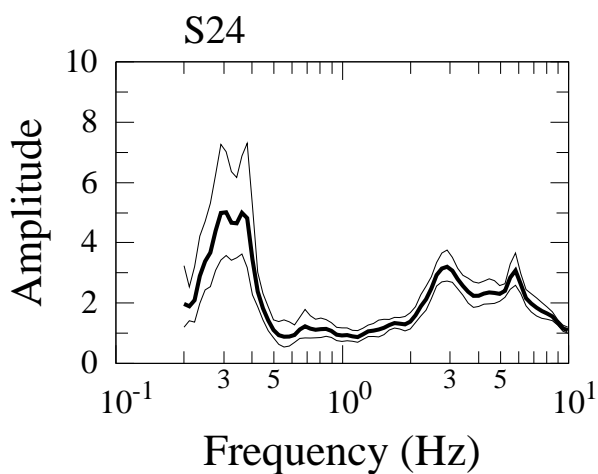
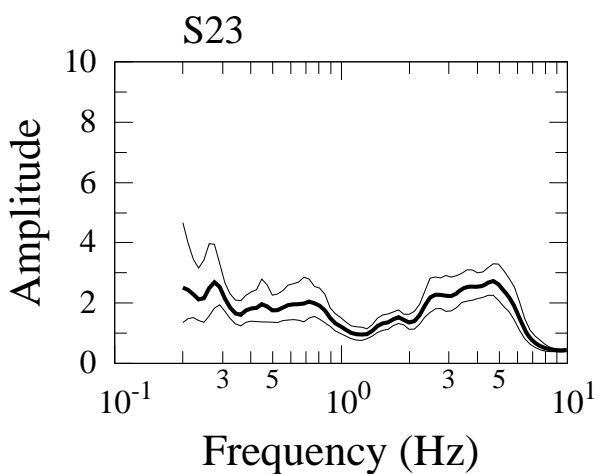
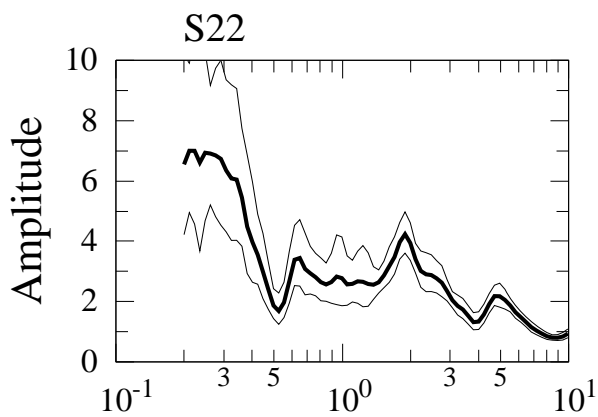
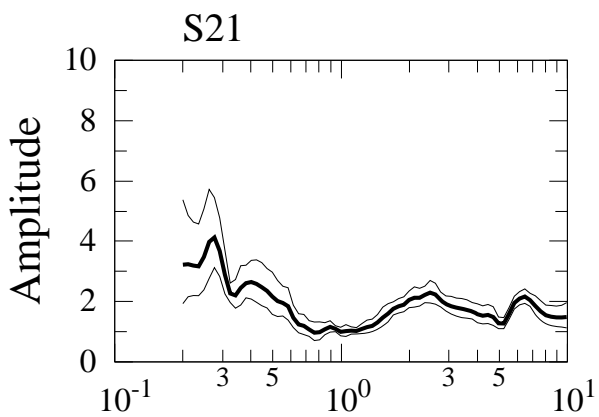
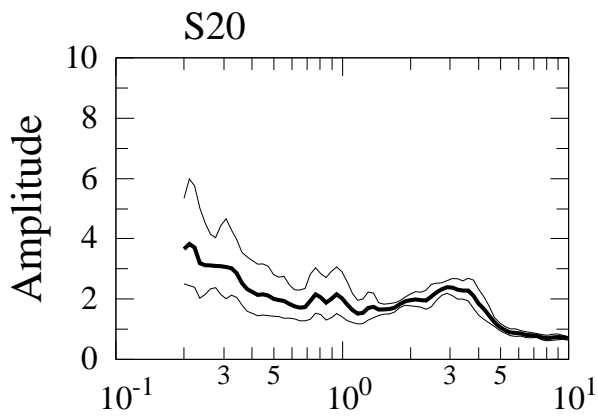
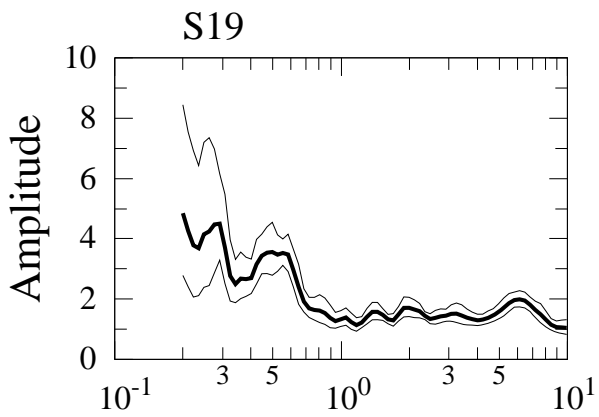
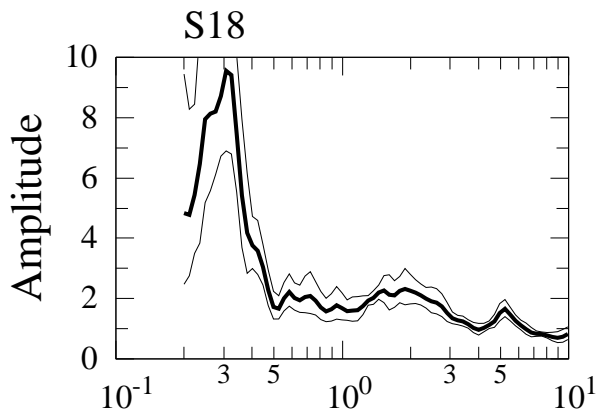
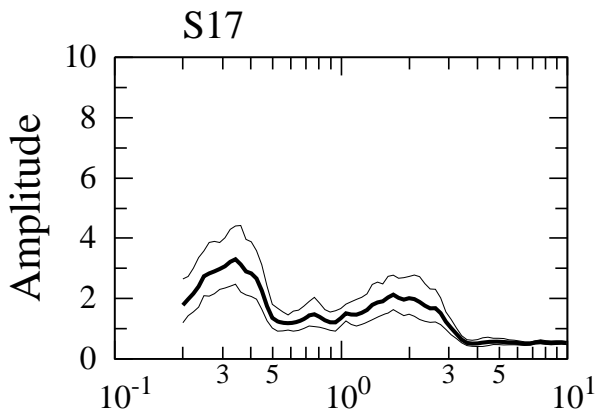


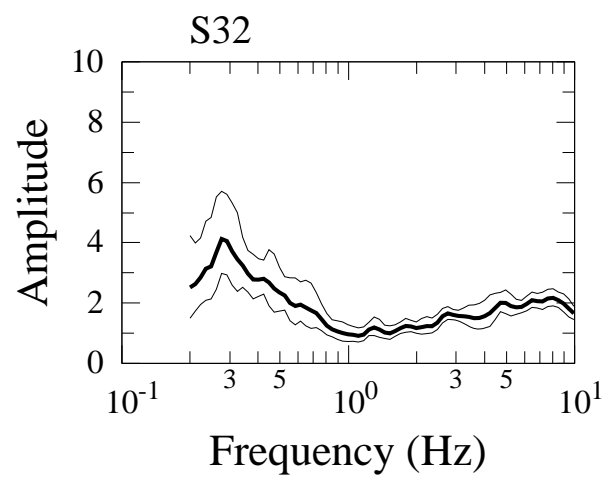
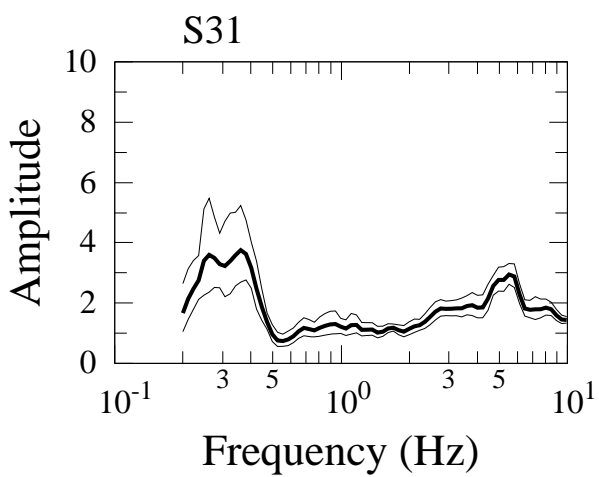
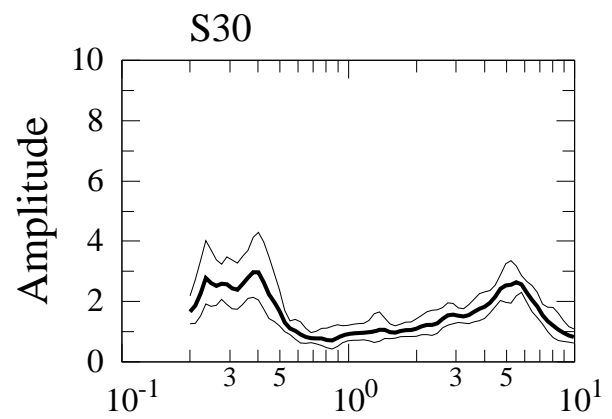
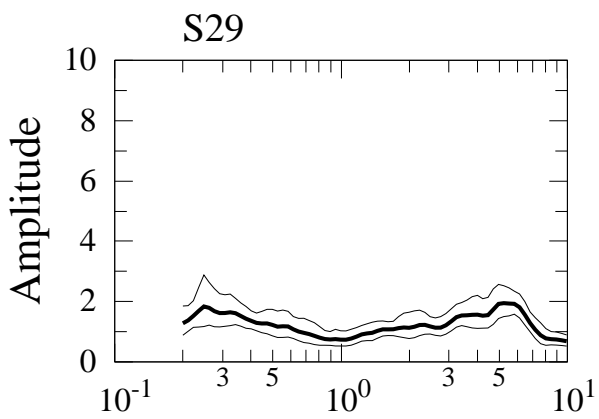
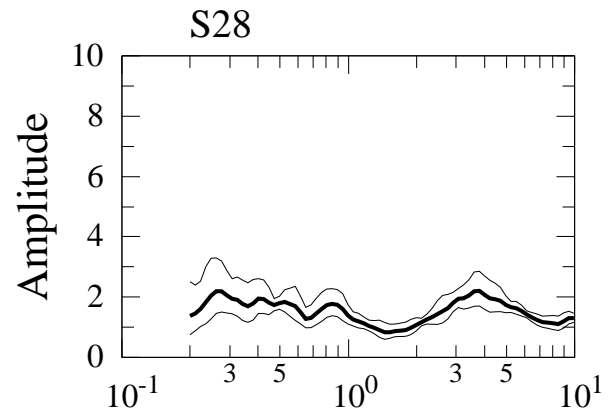
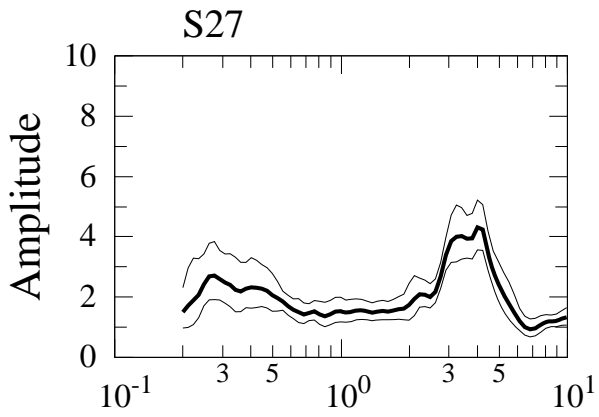
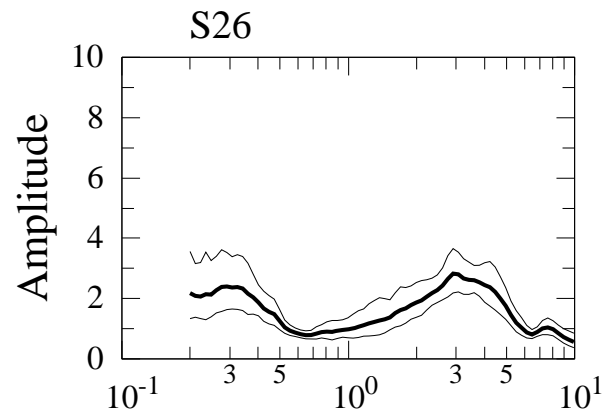
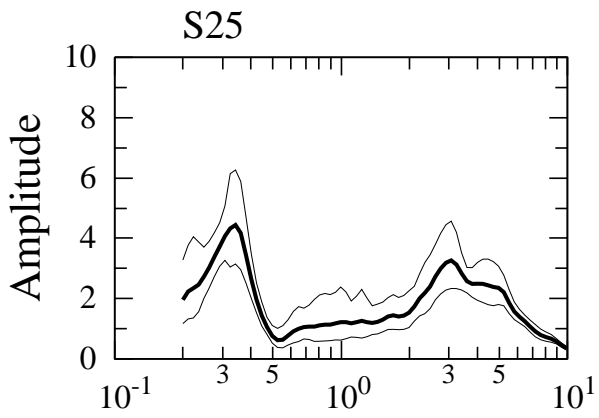
Annexe C : Résultats des mesures H/V (Résonance + carte Mario Sartori)

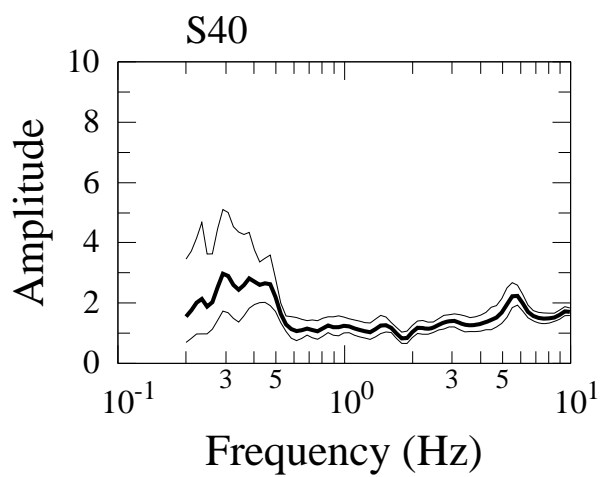
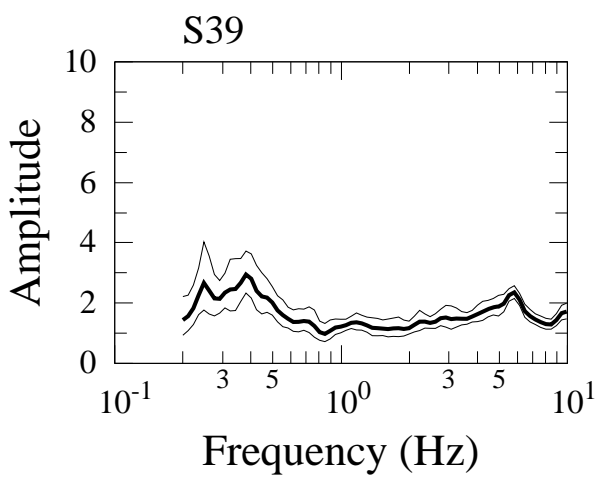
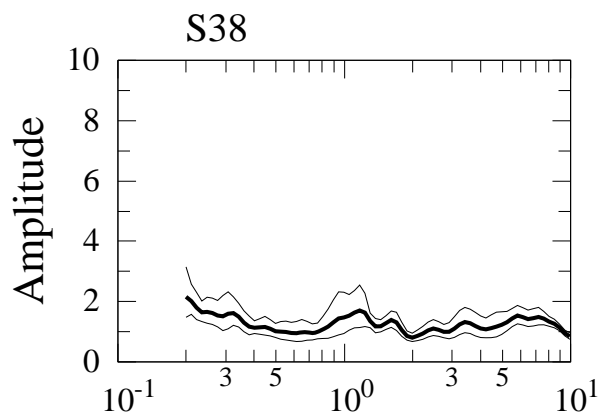
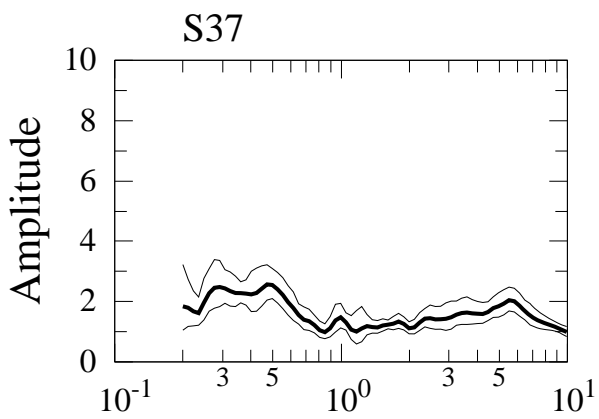
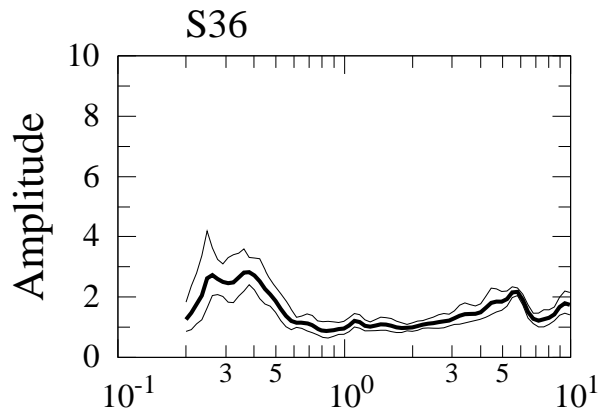
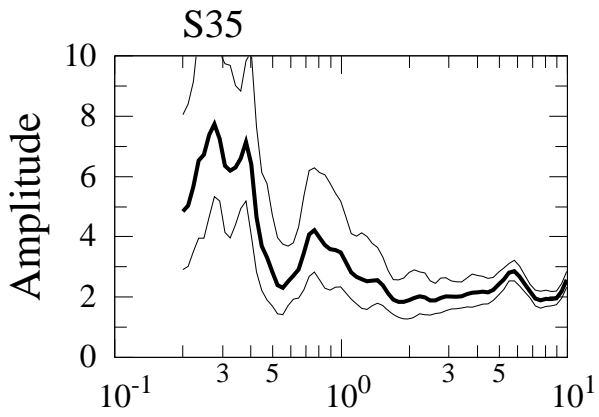
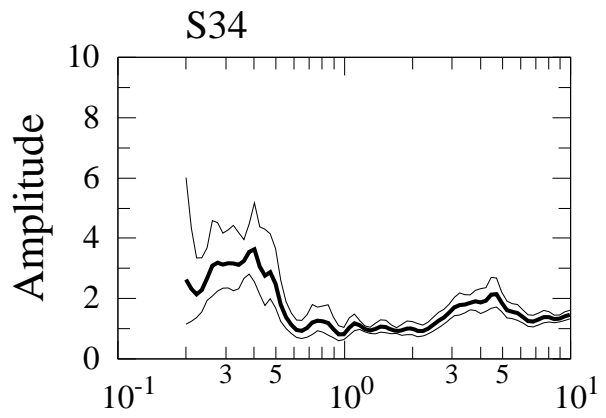
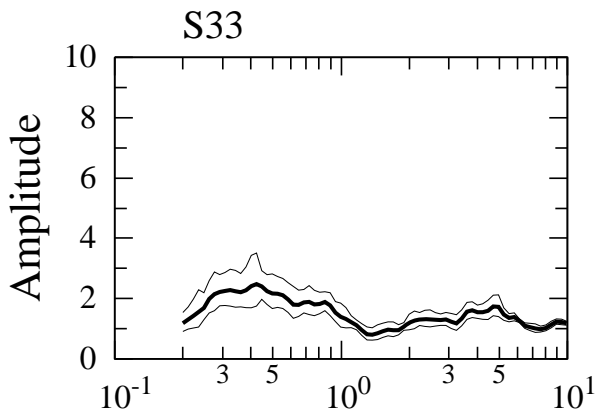


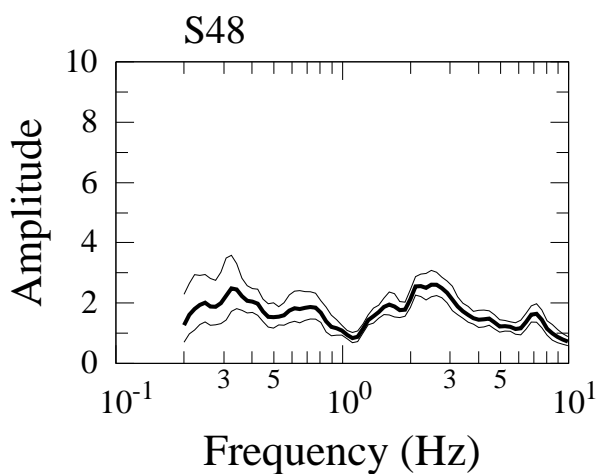
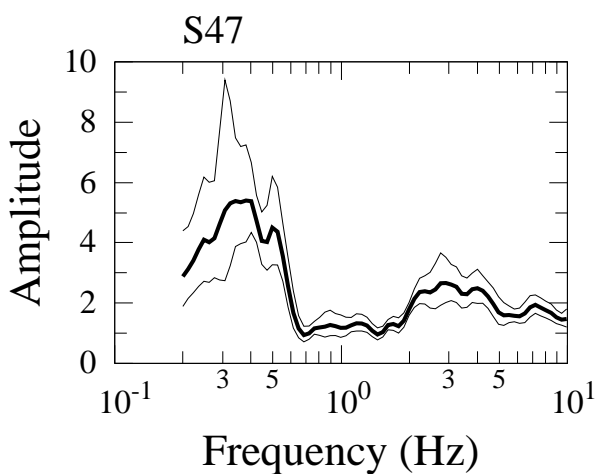
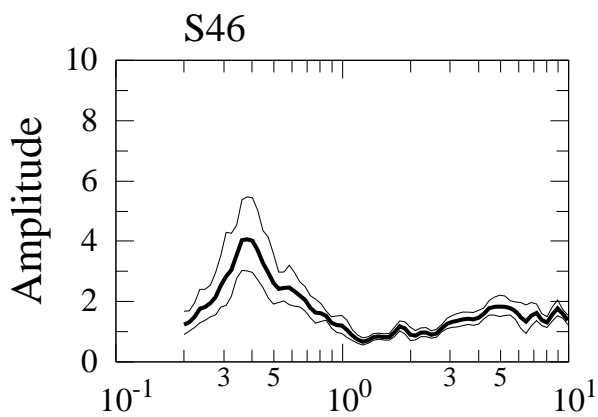
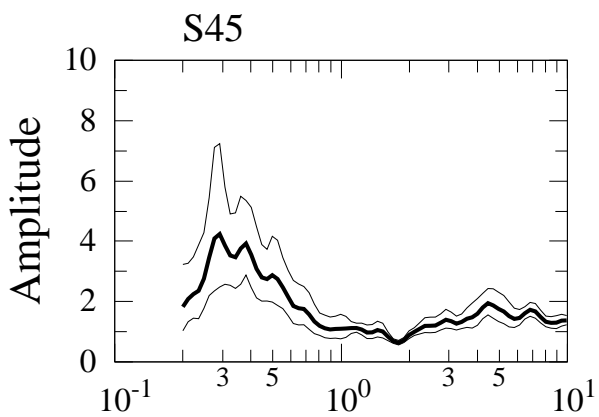
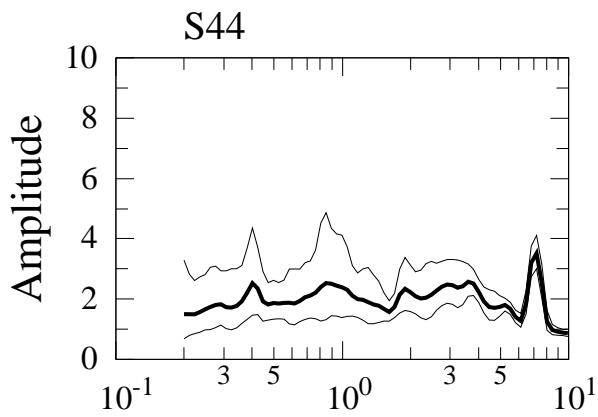
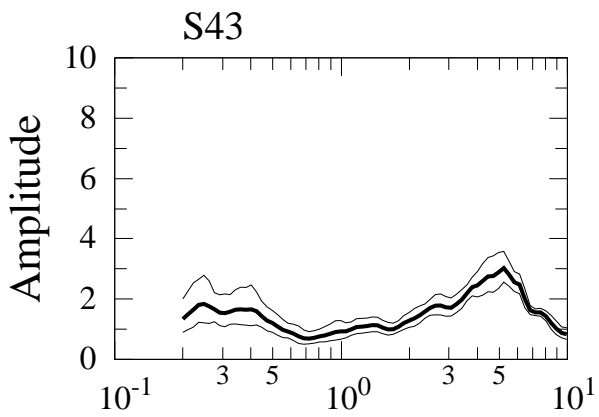
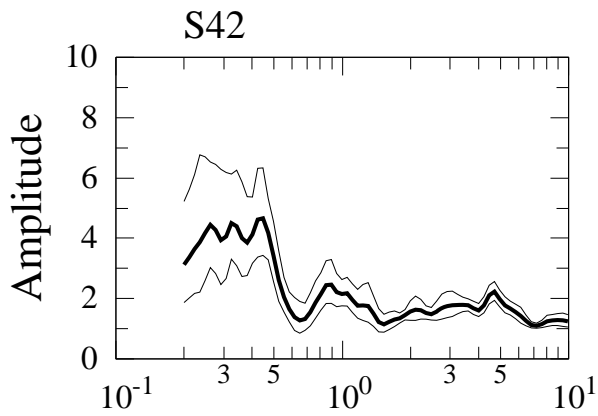
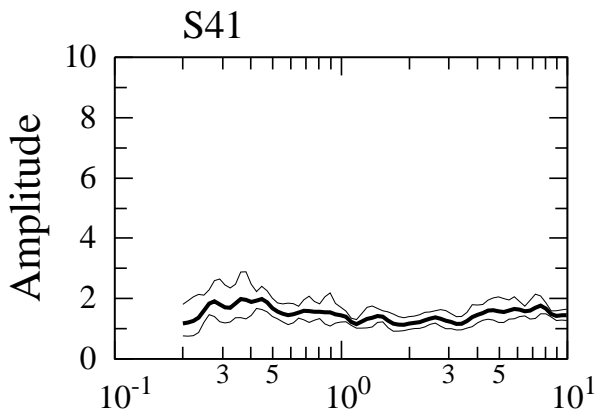


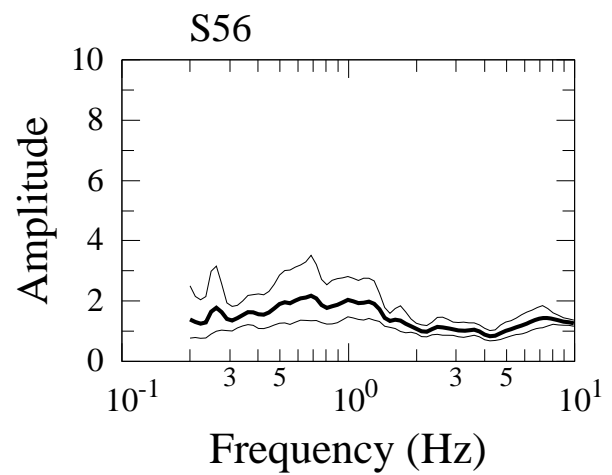
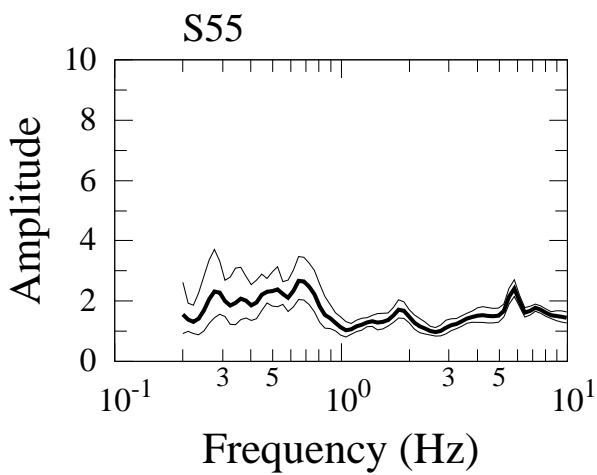
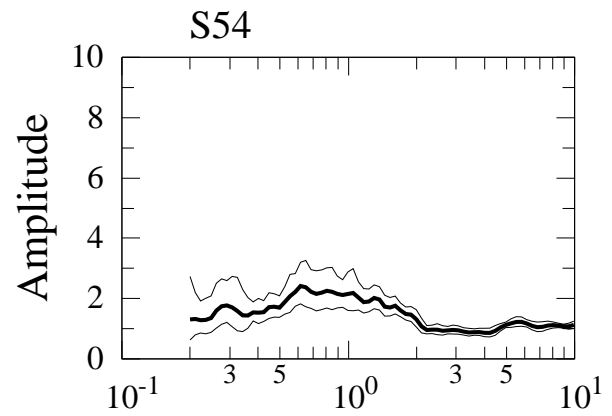
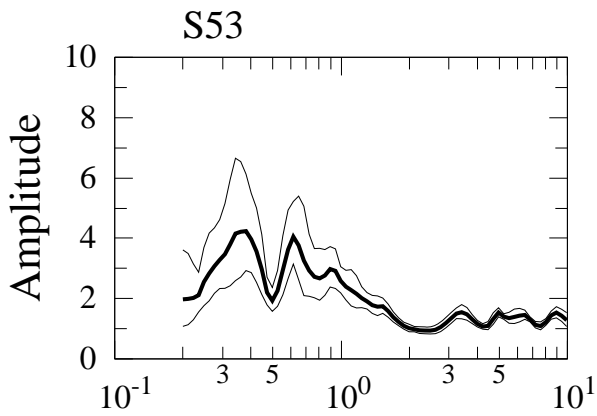
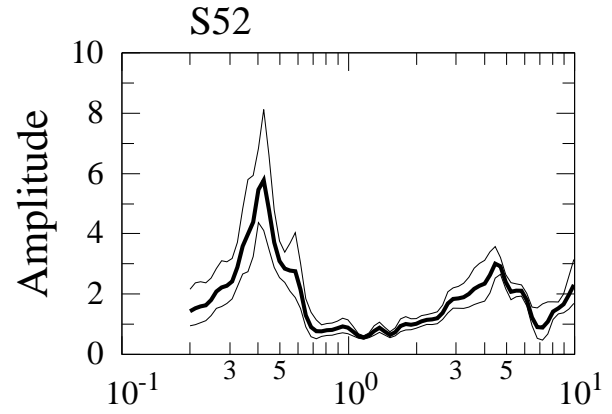
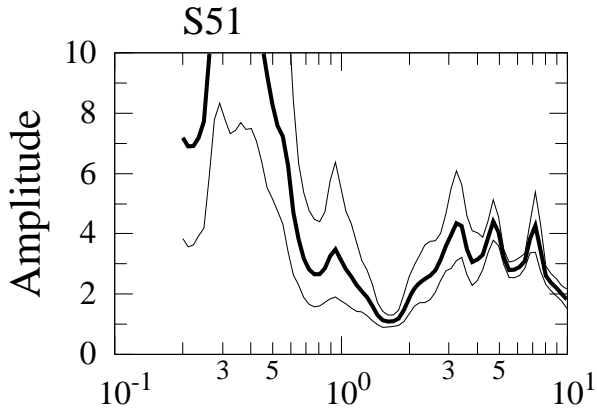
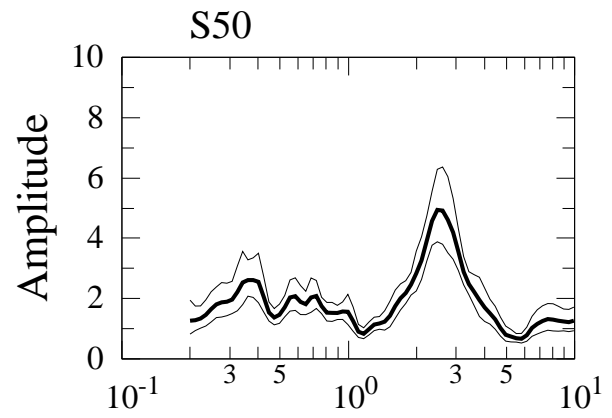
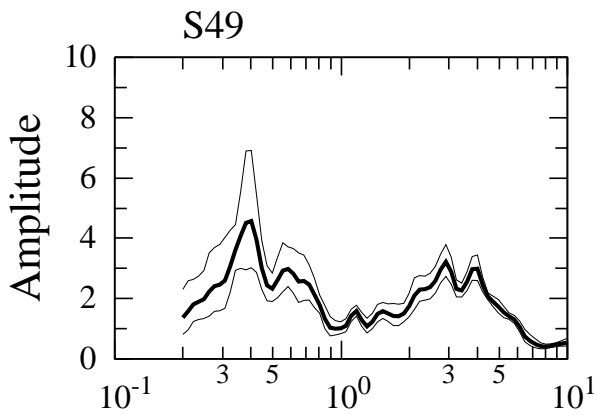


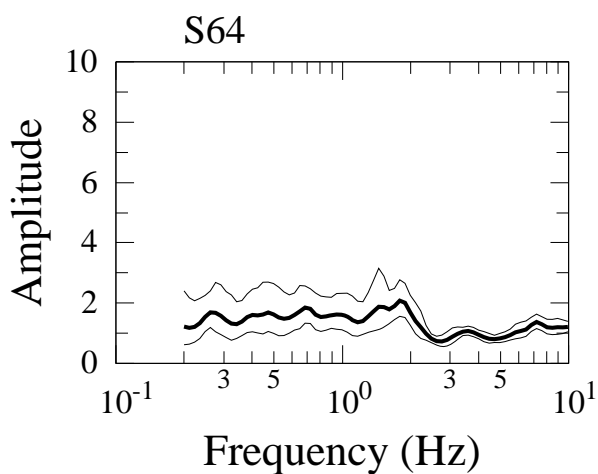
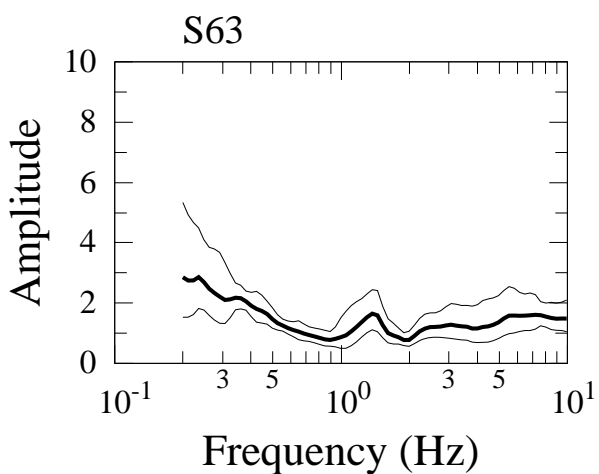
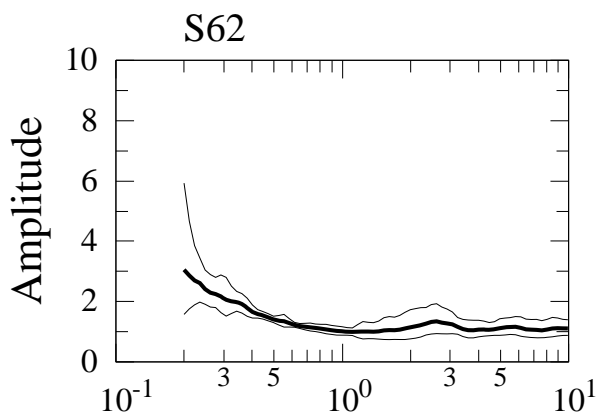
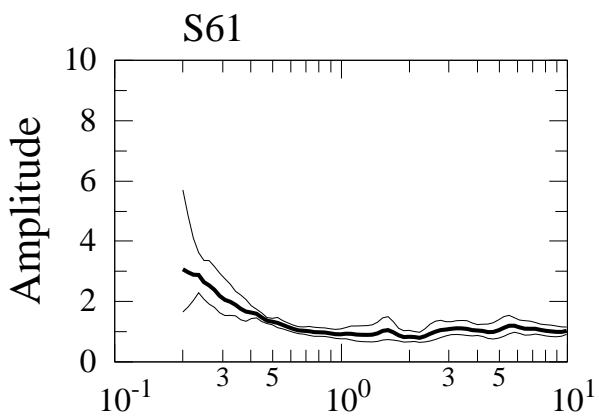
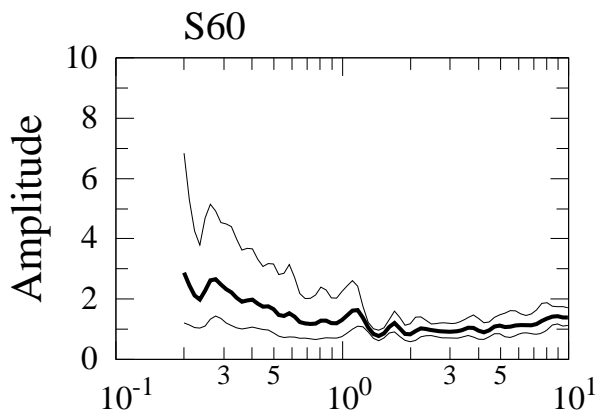
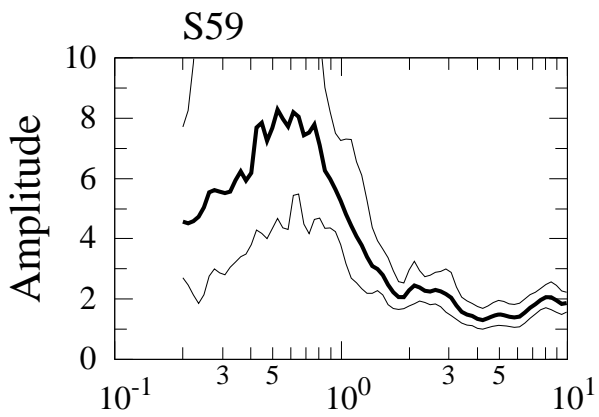
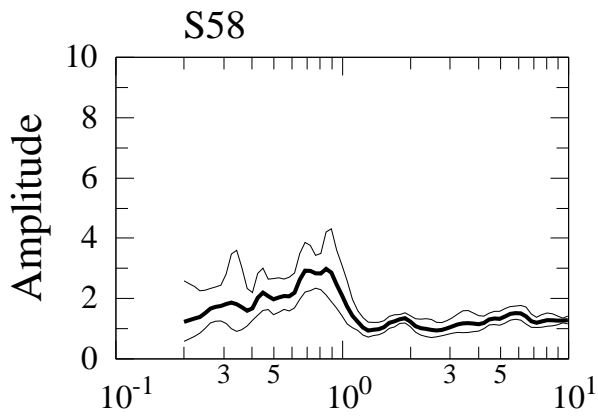
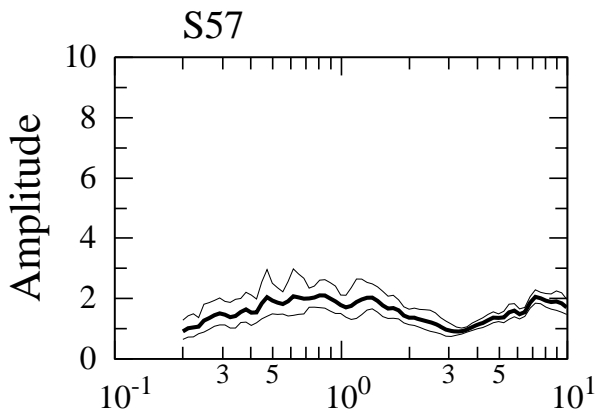


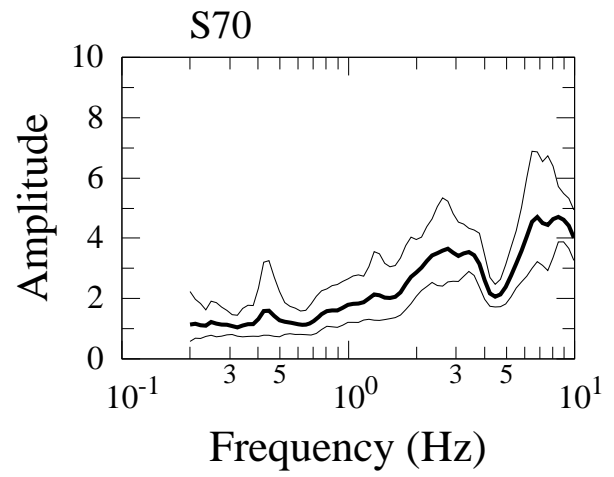
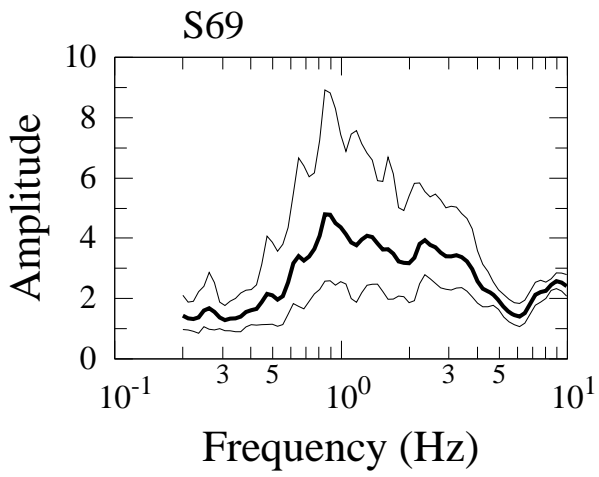
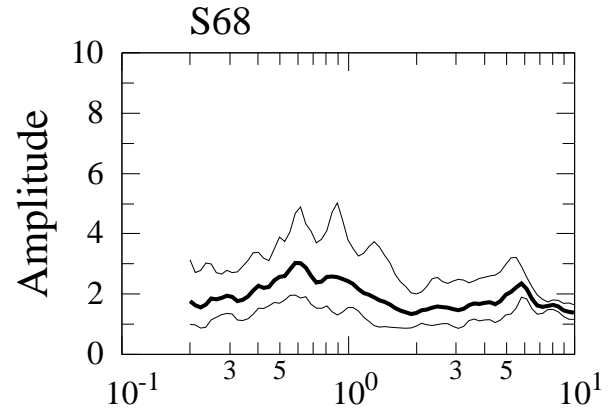
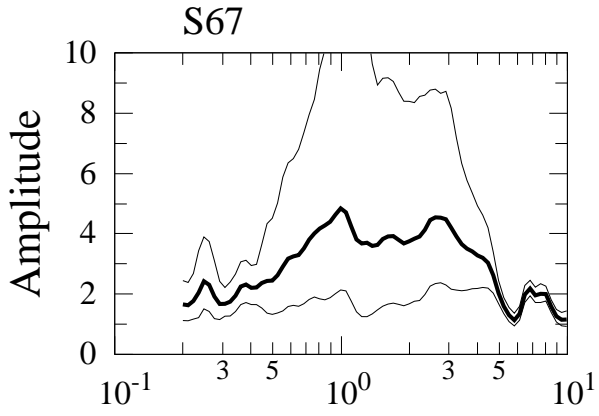
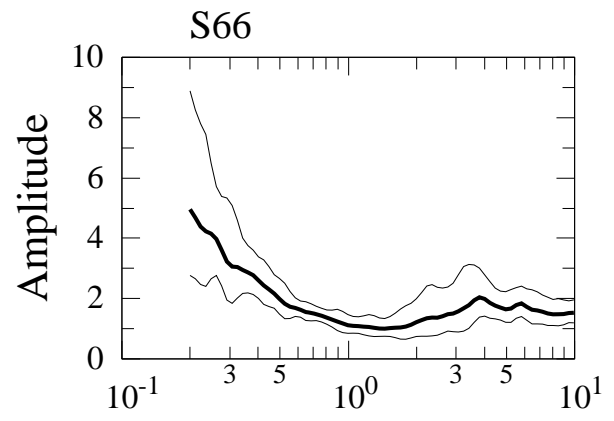
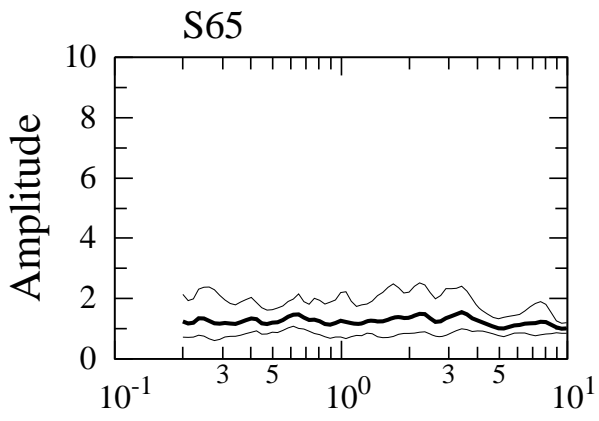


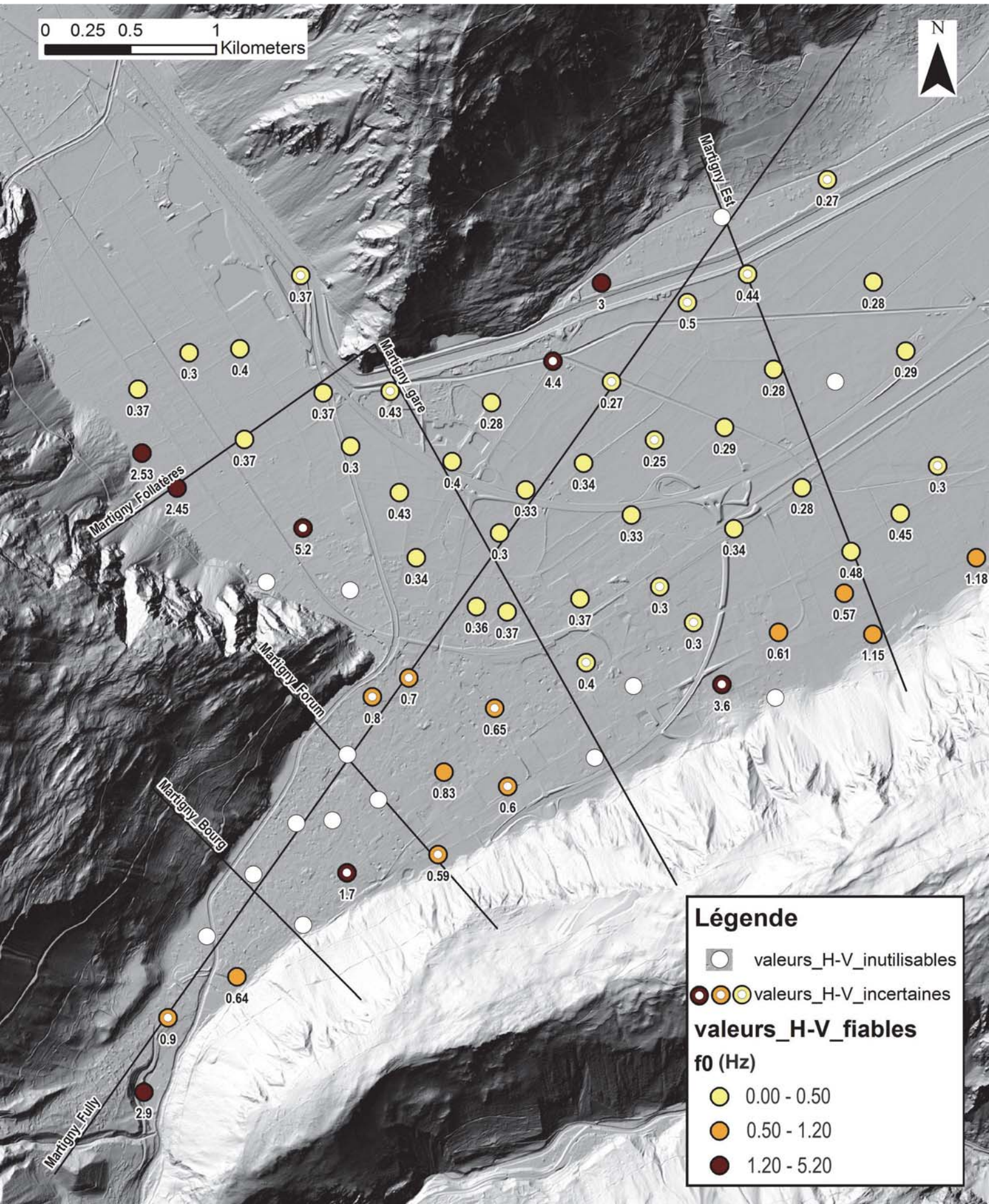
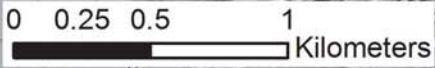



















Légende

-  valeurs_H-V_inutilisables
-    valeurs_H-V_incertaines
- valeurs_H-V_fiables**
- f0 (Hz)**
-  0.00 - 0.50
-  0.50 - 1.20
-  1.20 - 5.20

Annexe D : Résultats des calculs 3D (ISerre + BRGM)

D.1 Cartes de vitesse et d'accélération horizontale maximale

Pour chaque simulation de séisme, la vitesse horizontale maximale V_H , déterminée à partir des vitesses dans les directions EW et NS, V_{EW} et V_{NS} ,

$$V_H = \text{MAX} \sqrt{(V_{EW}^2 + V_{NS}^2)}$$

est enregistrée sur la grille de 387 504 récepteurs mentionnée ci-dessus. A titre d'exemple, la figure D.1 présente les vitesses obtenues pour le séisme EQ-01, mettant en résonance une très grande partie du bassin sédimentaire, avec des vitesses maximales atteignant 0.22 m/s. Les accélérations maximales correspondantes sont d'environ 1.0 m/s^2 (soit 0.1 g). Au récepteur R15, l'accélération maximale horizontale est de 0.8 m/s^2 .

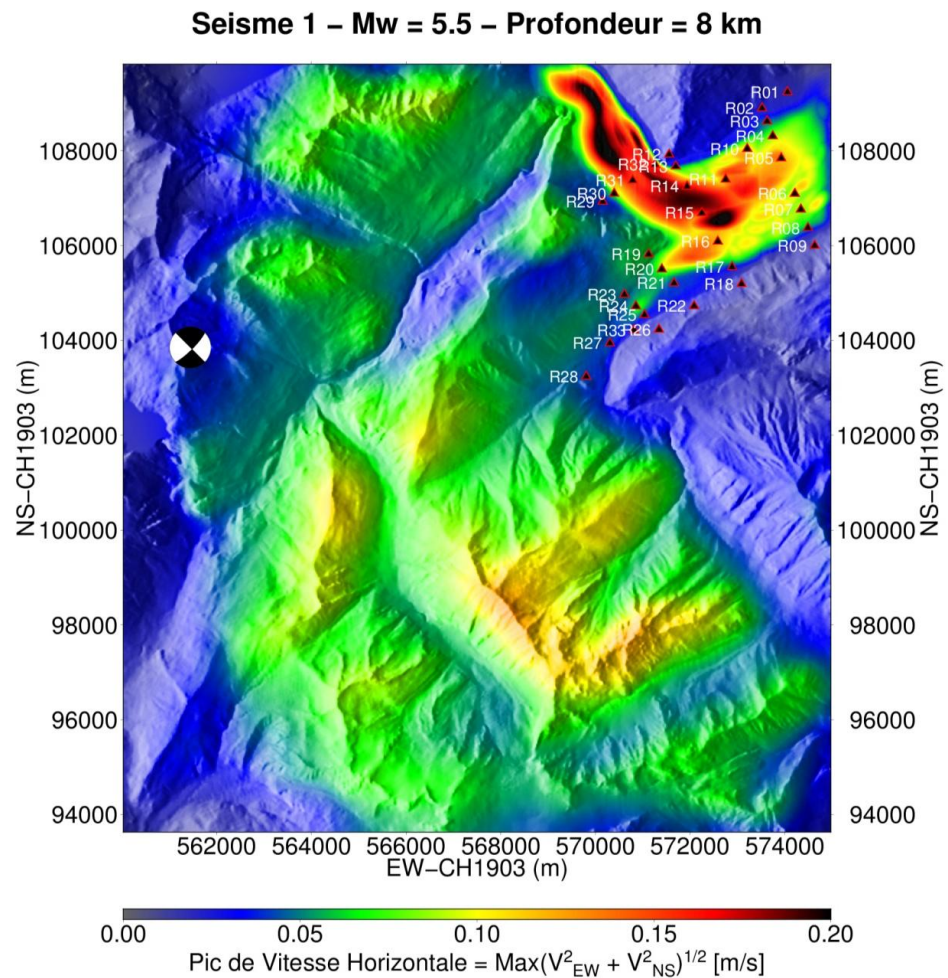


Figure D.1 : Carte de vitesse horizontale maximale enregistrée lors du séisme EQ-01. L'échelle de couleur est volontairement saturée à partir de 0.2 m/s. La vitesse horizontale maximale enregistrée est de 0.22 m/s.

En ce qui concerne le séisme EQ-02, une grande partie du bassin atteint des vitesses comprises entre 0.1 et 0.15 m/s. Les accélérations horizontales correspondantes sont d'environ 0.75 m/s^2 (au récepteur R05) et 1.15 m/s^2 (au récepteur R15). Par ailleurs, nous notons une résonance importante vers le récepteur R24 qui conduit à une vitesse horizontale

maximale proche de 0.25 m/s. Au récepteur R24, la vitesse horizontale maximale est de 0.18 m/s et l'accélération horizontale maximale de 1.9 m/s² (soit environ 0.2 g).

Pour le séisme EQ-03, les vitesses horizontales maximales dans le bassin sédimentaire sont comprises entre 0.025 et 0.06 m/s. Les accélérations correspondantes sont de l'ordre de 0.2 à 0.5 m/s². A titre d'exemple, le récepteur R15 enregistre une vitesse maximale de 0.04 m/s et une accélération maximale de 0.38 m/s².

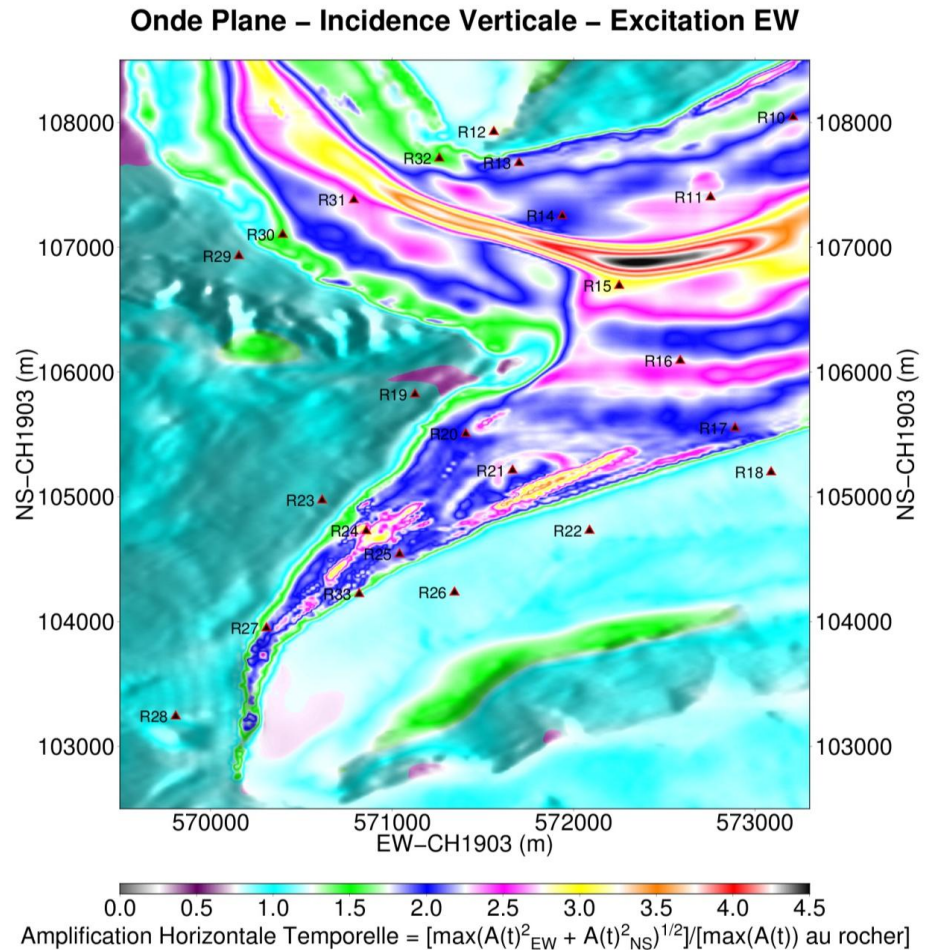


Figure 23 : Carte d'amplification horizontale enregistrée lors de la simulation en onde plane polarisée est-ouest.

La figure D.2 représente, comme exemple, l'amplification horizontale (dans le domaine temporel) calculée pour une onde plane à incidence verticale polarisée selon la direction Est-Ouest. L'amplification horizontale AH est définie par :

$$AH = \frac{\sqrt{A_{EW}^2 + A_{NS}^2}}{A_{rocher}}$$

A_{EW} , A_{NS} et A_{rocher} étant l'amplification NS, EW et au rocher respectivement. Remarque : L'onde plane étant polarisée dans une direction uniquement,

$$\sqrt{A_{EW\ rocher}^2 + A_{NS\ rocher}^2} = \sqrt{A_{rocher}^2} = A_{rocher}$$

car, soit la composante EW, soit la composante NS, est égale à zéro.

L'amplification horizontale vaut 1.0 pour un récepteur localisé sur un sol rocheux horizontal et peut être supérieure ou inférieure à 1.0 en cas d'effets de site lithologique ou topographique. Les cartes d'amplification ainsi produites permettent de distinguer les zones du bassin qui seront plus ou moins amplifiées et facilitent la délimitation de zones du microzonage. Par exemple, le récepteur R15 se trouve dans une zone dans laquelle AH vaut 3.0 alors que le récepteur R30 se trouve dans une zone dans laquelle AH est deux fois moins élevée (AH = 1.5).

Néanmoins, ces zones d'amplification dépendent assez fortement de la localisation de l'hypocentre, comme observé lors des simulations EQ-01 à EQ-03.

D.2 Résonances globales dans la partie Est de la vallée

Les simulations numériques tridimensionnelles rendent compte de la complexité de la réponse sismique de la vallée de Martigny. En particulier, à basse fréquence, on peut identifier des phénomènes de résonance qui impliquent, non seulement les réverbérations verticales des ondes de cisaillement, mais également la propagation horizontale des ondes de surface (de type Rayleigh ou Love) générées localement par les bords de vallée. Dans les zones où l'encaissement de la vallée, mesuré par le rapport entre hauteur de dépôts meubles et largeur de la vallée, est important, on s'attend à observer des résonances dites globales, prédites à 2 dimensions par Bard et Bouchon (1985). Dans la partie Est de la vallée de Martigny, Roten et Fäh (2007) ont pu mettre en évidence ces résonances à partir du bruit de fond ambiant et mesurer les fréquences des premiers modes de type SH et SV. Plus récemment, Poggi et al. (2015) ont perfectionné la méthode de mesure et ont permis d'identifier les 10 premiers modes de résonance SH.

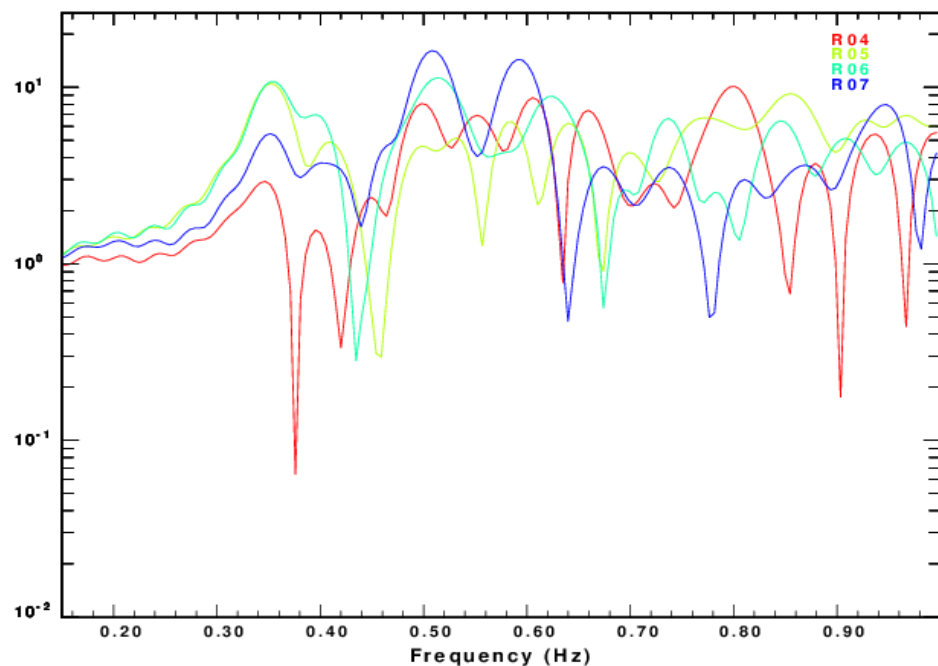


Figure D.3 : Spectres de Fourier du déplacement du sol le long du profil Est de la vallée (récepteurs R04 à R07), pour une excitation SH.

La figure D.3 montre les spectres de Fourier calculés ici le long du profil Est (récepteurs R04 à R07) pour la composante horizontale orientée parallèlement à l'axe de la vallée et pour une excitation de type onde plane également polarisée parallèlement à l'axe de la vallée (obtenue en composant les 2 excitations horizontales EW et NS). Le pic de résonance le plus basse fréquence, vers 0.35 Hz, correspond au mode fondamental de résonance SH. Il implique un mouvement, en phase, de tous les récepteurs avec un maximum d'amplitude au centre de la vallée.

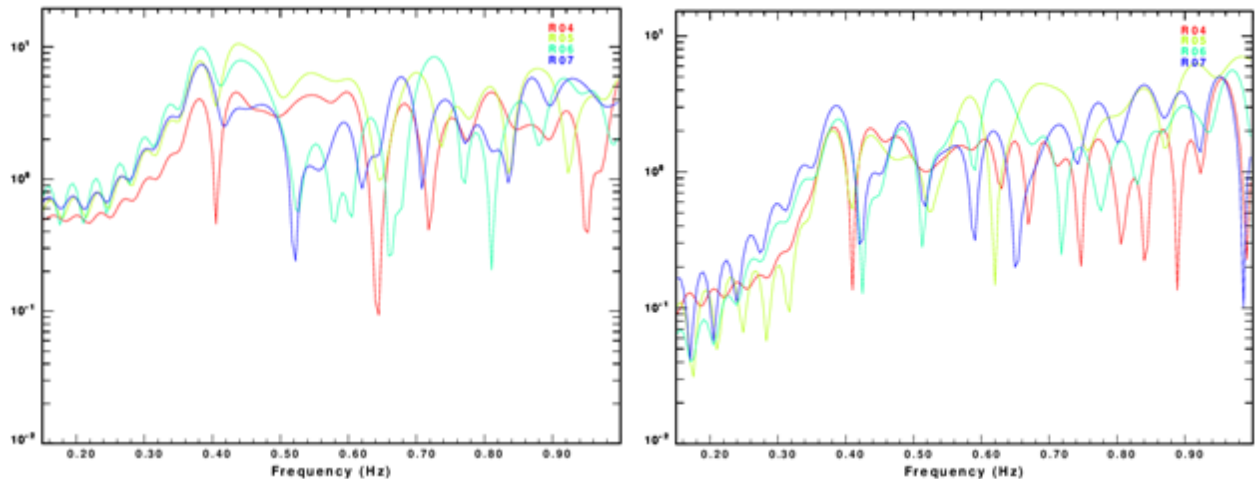


Figure D.4 : Spectres de Fourier du déplacement du sol horizontal (à gauche) et vertical (à droite) le long du profil Est de la vallée (récepteurs R04 à R07), pour une excitation SV.

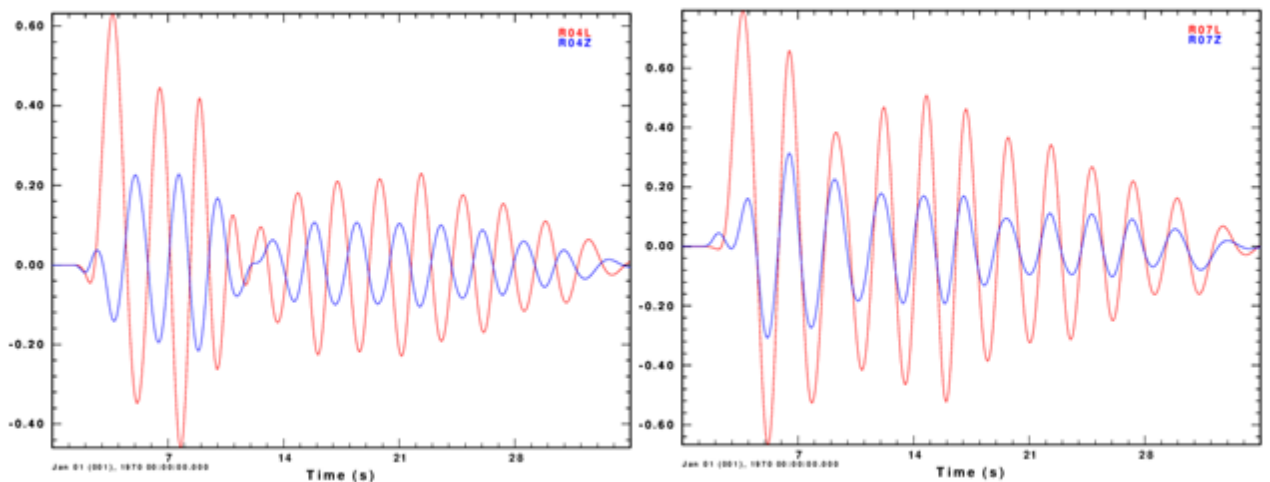


Figure D.5 : Polarisation du mouvement du sol à la fréquence fondamentale SV pour les récepteurs R04 (à gauche) et R07 (à droite), montrant le mouvement de bascule perpendiculairement à l'axe de la vallée. Composantes verticale (en bleu) et longitudinale, soit horizontale et perpendiculaire à l'axe de la vallée (en rouge).

Sur la figure D.4, on a représenté les spectres de Fourier des composantes verticale et longitudinale (soit horizontale et perpendiculaire à l'axe de la vallée) pour une excitation elle-

même polarisée perpendiculairement à l'axe de la vallée. On distingue clairement le mode fondamental SV, vers 0.38 Hz, qui implique les deux composantes du mouvement. Cette fréquence correspond à l'apparition d'une résonance 2-D dans laquelle l'ensemble des récepteurs subit un mouvement de bascule autour de l'axe de la vallée.

Cette polarisation particulière est mise en évidence par la figure D.5 qui montre le mouvement du sol filtré autour de la fréquence de résonance pour les récepteurs R04 et R07 situés de part et d'autre du centre de la vallée. La figure 26 montre les composantes verticale (en bleu) et longitudinale, soit horizontale et perpendiculaire à l'axe de la vallée (en rouge). La signature du mode à bascule est clairement identifiable avec un mouvement en phase des 2 récepteurs R04 et R07 et une corrélation positive des 2 composantes au point R07 (à droite), respectivement, une corrélation négative des 2 composantes au point R04 (à gauche). Cette polarisation s'explique par le choix de la direction longitudinale orientée vers le Sud-Est dans cet exemple.

Annexe E : Carte de microzonage sismique spectral (Résonance + Mario Sartori)

Microzonage sismique spectral (MSS)

Agglomération Martigny

Résonance SA & **crealp**

Cartographie M. Sartori

Carte des zones sismiques

Rapport du 24.09.2015

